

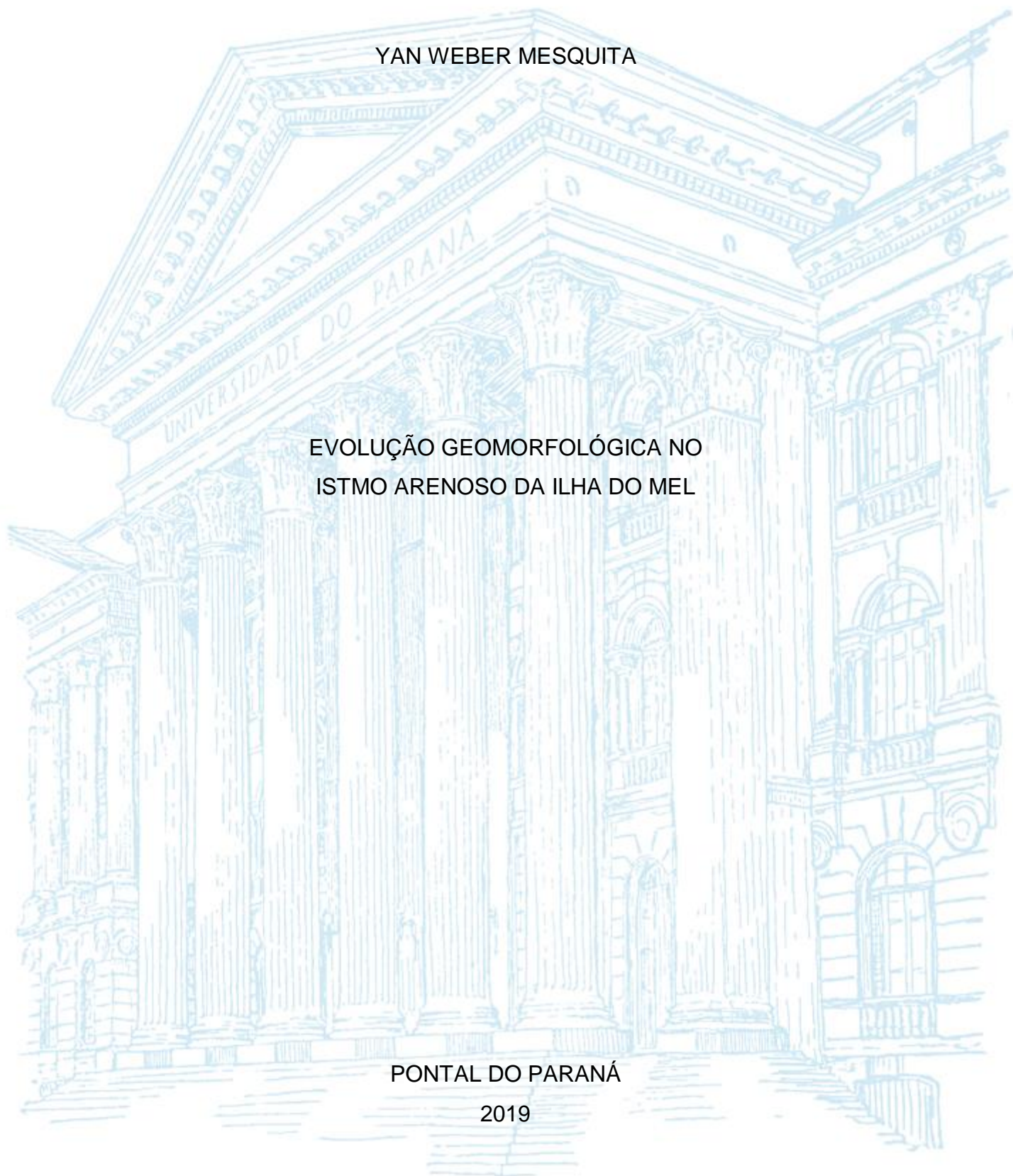
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

YAN WEBER MESQUITA

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NO
ISTMO ARENOSO DA ILHA DO MEL

PONTAL DO PARANÁ

2019



YAN WEBER MESQUITA

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NO
ISTMO ARENOSO DA ILHA DO MEL**

Trabalho apresentado como requisito parcial à
obtenção do grau de bacharel no curso de
graduação em Oceanografia, Setor de Ciências
da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientação: Dr. Marcelo R. Lamour (CEM/UFPR)

PONTAL DO PARANÁ
2019

TERMO DE APROVAÇÃO

Yan Weber Mesquita

“EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NA ILHA DO MEL, UMA ANÁLISE A PARTIR DO ISTMO ARENOSO”

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela
Comissão formada pelos membros:



Prof. Dr. Carlos Roberto Soares - CEM/UFPR



Prof. Dr. Carlos Alberto Borzone - CEM/UFPR



Prof. Dr. Marcelo Renato Lamour
Presidente

Pontal do Paraná, 02 de julho de 2019.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Magnus e Sirlei, pelo suporte e apoio incondicional, o que me deu forças a sempre continuar indo em frente, e por tudo que fizeram e fazem por mim. A minha irmã, Yasmin, pelo companheirismo sempre.

Ao meu orientador Marcelo Lamour, por ter acreditado no meu potencial e incentivado para realizar este trabalho, desde o começo avisando que não seria fácil. Obrigado pela orientação no laboratório e no curso, pelas correções (com exclamações!), as oportunidades e as conversas (passando o horário do RU).

Aos que passaram pelo LOGeo recentemente, Lígia, Vitória, Anna, Gustavo, que de alguma maneira contribuíram com meu trabalho com conhecimento, conversas, tempo com amostras e café.

À Universidade Federal do Paraná e o corpo docente da Oceanografia, pelo conhecimento e tempo dispendido para formação como profissional. À Fundação Araucária, pelo financiamento. Às oportunidades de embarque, que confirmaram minha escolha neste curso, contribuindo com novos mares e perspectivas sobre a oceanografia, e a todas as pessoas que completaram tais experiências.

Aos integrantes da banca, Carlos Soares e Carlos Borzone, por aceitarem fazer parte do meu processo de formação, e na correção e aprimoramento deste trabalho.

Aos amigos que ajudaram diretamente no trabalho: Ana, Matheus e Larissa, aguentando o calor, insolação e butucas no campo; Camila e Larissa no design de cores dos gráficos e mapas; Ítalo e Gabriella pelo apoio nas nossas oficinas intensivas de TCC, e todos estes por me escutarem quando eu quebrava.

Aos amigos que ajudaram indiretamente, por sempre poder dividir uma risada e pelo companheirismo, que fizeram de Pontal um ambiente mais amigável, acolhedor. Especialmente: à Ana por *nuestras charlas en castellano*; ao Matheus pelos churrascos; à Camila, pela companhia de casa tendo que aguentar a Gata; à Camila, por me acompanhar nas minhas viagens na cabeça, ou de veleiro; à Larissa, pela companhia pro RU ou a qualquer hora, e nossas conversas desde o tempo do intercampi; e ao Ítalo, pelas jantãs, pelas caronas, pelo apoio e parceria desde o primeiro ano.

"Aqueles que vivem junto ao mar
dificilmente podem formar
um único pensamento
do qual o mar não faça parte."

Hermann Broch

RESUMO

As praias são ambientes dinâmicos, sujeitos a diversas variáveis ambientais e antrópicas, cuja compreensão é importante para um gerenciamento costeiro eficiente. Na Ilha do Mel, um istmo arenoso é um ponto dinâmico crítico onde, em uma década, os processos de transporte sedimentar erodiram o pós-praia e uma vila, e reconstruiu a linha de costa em menos de 20 anos. Este trabalho teve o objetivo de avaliar a evolução geomorfológica deste istmo arenoso, discutindo as forçantes que atuam na dinâmica costeira da desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá. Para análise das feições praias, foram utilizados dados de perfis topográficos durante dois anos (2007/2009) e uma década mais tarde (2017), e analisados através de Modelos Digitais de Terreno e perfis bidimensionais. A praia voltada a SW possuiu tendência mais erosiva e teve sua variabilidade caracterizada pela dinâmica das falésias formadas sobre a duna frontal e terraço costeiro, e a mudança de inclinação na face praial, que é regida principalmente por ondas locais com influência da ação das marés. A praia de NE apresentou uma dinâmica de formação e destruição de bermas no setor NW da praia, mostrando a influência do clima de ondas oceânicas sobre a morfodinâmica desta praia. Porém, a SE nesta mesma praia a influência de um sangradouro que destrói grande parte da face praial anualmente demonstra como o clima e pluviosidade podem interferir na morfodinâmica. Também é notável a presença de dunas ativas sobre o topo do istmo, variando em volume, reforçando a importância da ação do vento sobre o transporte de sedimentos no local.

Palavras-Chave: Geomorfologia. Ilha do Mel. Istmo.

ABSTRACT

Beaches are dynamic environments, subject to various environmental and anthropogenic variables, the understanding of which is important for efficient coastal management. In Ilha do Mel, a sandy isthmus is a critical dynamic point where, in a decade, sedimentary transport processes eroded the post-beach and a village, and rebuilt the shoreline in less than 20 years. This work had the objective of evaluating the geomorphological evolution of this sandy isthmus, discussing the forks that act in the coastal dynamics of the estuary complex of Paranaguá. For the analysis of the beach features, topographic profile data were used for two years (2007/2009) and one decade later (2017), and analyzed through Digital Terrain Models and two-dimensional profiles. The beach facing SW had a more erosive tendency and had its variability characterized by the dynamics of the cliffs formed on the frontal dune and coastal terrace, and the change of inclination in the beach face, which is governed mainly by local waves with influence of the tides. The beach of NE presented a dynamic of formation and destruction of berms in the NW section, showing the influence of the climate of ocean waves on this beach. However, to SE in this same beach the influence of a washout that destroys much of the beach face annually demonstrates how the climate and rainfall can interfere in the morphodynamics. Also noteworthy is the presence of active dunes on the top of the isthmus, varying in volume, reinforcing the importance of wind action on sediment transport at the site.

Keywords: Geomorphology. Ilha do Mel. Isthmus.

SUMÁRIO

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	i
GEOMORFOLOGIA COSTEIRA.....	Erro! Marcador não definido.
PRAIAS	i
Morfodinâmica Praial	ii
Feições Praiais	iv
OBRAS DE DRAGAGENS.....	vi
EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NA ILHA DO MEL, UMA ANÁLISE A PARTIR DO ISTMO ARENOSO	1
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	3
2.1. GEOMORFOLOGIA.....	3
2.2. VARIÁVEIS AMBIENTAIS	7
2.3. VARIÁVEIS ANTRÓPICAS.....	8
3. MATERIAIS E MÉTODOS	10
4.1. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	13
4.2. CÁLCULO DE VOLUMES.....	25
4.3 LINHA DE COSTA.....	26
5. DISCUSSÃO.....	29
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	33
REFERÊNCIAS	34

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

PRAIAS

Praias são ambientes de transição entre a zona emersa e submersa em um corpo aquoso, onde ocorre a constante interação de processos geológicos, hidrológicos, meteorológicos e biológicos (KOMAR, 1976). São definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados, na sua maioria areia, acumulados e modificados principalmente pela ação das ondas (SHORT, 1999). Seus limites são definidos como: costa afora, que corresponde à zona onde uma onda começa interagir com o leito marinho; e costa adentro, que se trata do máximo alcance das ondas mais energéticas, denotado pela linha de vegetação, obra costeira ou falésia (SHORT, 1993; SUGUIO, 1998).

Estes ambientes podem ser encontradas em linhas de costa expostas ao oceano diretamente, ou regiões protegidas, como estuários ou lagunas costeiras (BIRD, 2008). A dinâmica de uma praia oceânica está vinculada às ondas de pista longa, e a oscilação do nível do mar causada pela maré. Já praias estuarinas, são modificadas principalmente por correntes de maré, e ondas geradas internamente, de curto período. Na zona de transição, encontram-se as praias de desembocadura, que possuem influência das ondas de pista longa e as células de deriva litorânea, como também podem ser modificadas pelas correntes de maré e ondas de curto período (ANGULO & ARAÚJO, 1996). Estas são comumente consideradas costas instáveis, associadas à dinâmica de deltas de maré e pela interferência antrópica (ANGULO, 1993).

Levando em conta a variabilidade geomorfológica de uma praia, se faz necessária uma zonação com relação aos processos atuantes sobre determinadas seções da praia (FIGURA 1). Primeiramente, na região de plataforma continental, um conjunto de ondas viaja pelo oceano conservando suas propriedades físicas desde sua geração pelo vento. Quando chega no *nearshore*, o atrito entre o leito sedimentar e o padrão ondulatório, cria uma interação e é quando se inicia um transporte sedimentar significativo. Mais próximo da costa, a onda perde sua estabilidade e quebra, gerando grande turbulência na circulação da água, passando para a Zona de Surfe, onde ela

dissipa sua energia no percurso. Já na Zona Subaérea, a onda varre a porção emersa da praia acima e abaixo, transportando os sedimentos acima e abaixo na face praial. O pós-praia é definido como região que não sofre efeito direto das ondas em uma curta escala de tempo (SHORT, 1993).

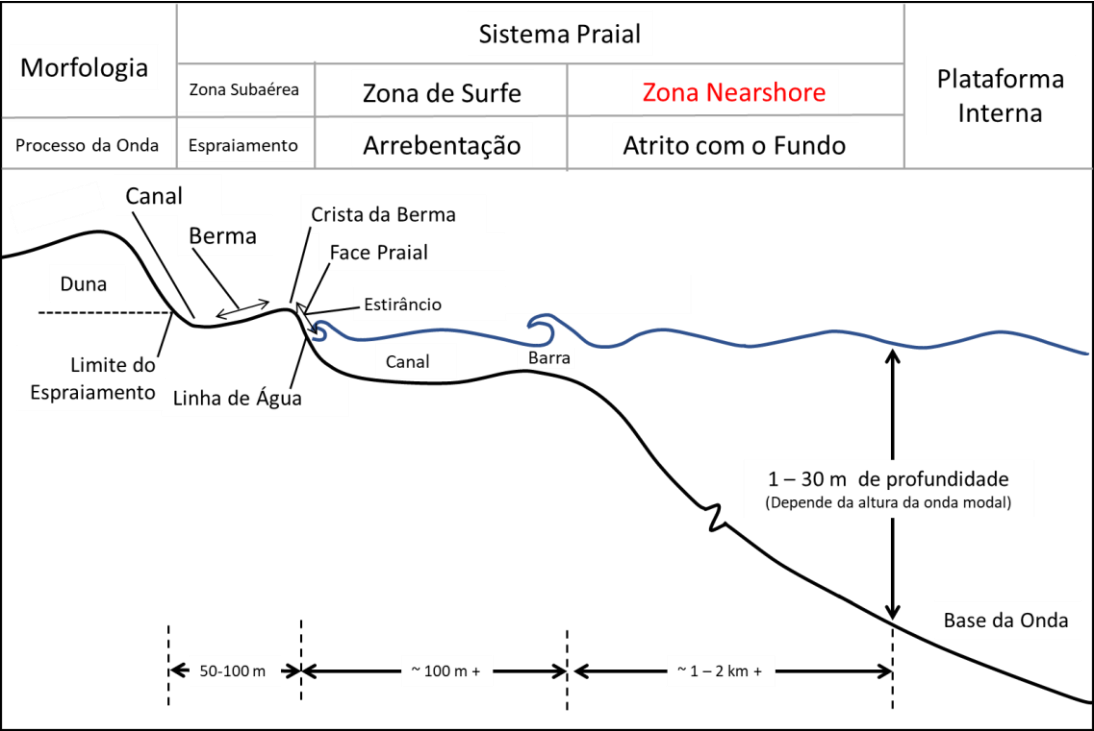


Figura 1 – Zonação hidrodinâmica e geomorfológica de uma praia. Fonte: Modificado pelo autor de Short (1999).

Morfodinâmica Praial

A morfodinâmica praial é o estudo que integra a variabilidade morfológica de uma praia à hidrodinâmica local, desvendando tal relação intrínseca que age sobre os ambientes praiais (SHORT & WRIGHT, 1983). De maneira geral, os fluxos criados pela ondas, geram atrito com os sedimentos não consolidados do fundo e formam gradientes de transporte, que modificam a morfologia. A nova forma do leito sedimentar, induz mudanças na circulação da água no local, motivando a evolução da morfologia e da hidrodinâmica, em conjunto (CALLIARI *et al.*, 2003).

O estudo da morfodinâmica leva em consideração diferentes escalas espaçotemporais, desde a interações na camada atritiva entre fluido e leito, até

padrões de equilíbrio sedimentar entre a plataforma interna e o pós-praia (SHORT, 1999). Uma possibilidade intermediária é a avaliação de perfis praias que representam a altimetria de uma praia, a partir dos quais se acessa a evolução topográfica da praia e de suas feições geomorfológicas pela comparação de campanhas sequencias de aquisição de dados.

Os primeiros padrões de perfis traçados foram relacionados às mudanças ocorridas em uma praia entre inverno e verão, ou antes e depois de eventos de tempestades (SHEPPARD, 1950). Em períodos de ondas brandas (verão/bom tempo), haveria transporte da plataforma em direção à costa, resultando no ganho de volume para a praia, e na formação de uma berma. Nos períodos de agitação marítima intensa (inverno/mau tempo), as ondas retirariam sedimentos da face praial, erodindo a berma, e depositando o material na plataforma, na forma de bancos longitudinais (FIGURA 2). Contudo, esta não é uma regra, pois podem ocorrer inversões neste padrão, já que outros fatores influenciam nesta dinâmica (orientação da linha de costa, direção da incidência das ondas, configuração batimétrica regional e local, obras costeiras, etc.) (NOVAK *et al.*, 2016).

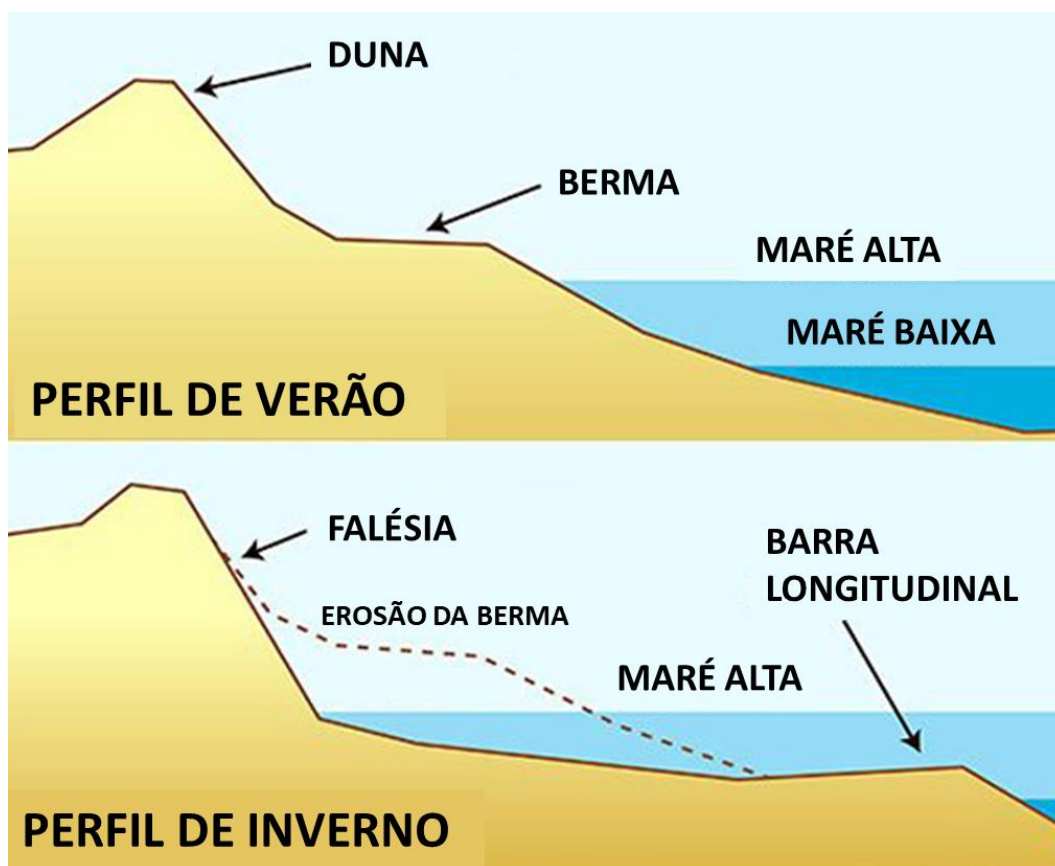


FIGURA 2 – Perfis praias indicando variações morfológicas entre verão e inverno. Fonte: Modificado de Flemming (1982).

Feições Praiaais

Feições praias são configurações dos sedimentos em uma praia, devido à resultante de processos dinâmicos, podendo assim funcionar como registros das tendências dinâmicas na praia. Estas feições podem ser classificadas como feições erosivas ou depositivas de acordo com os processos que as formaram (FIGURA 3).

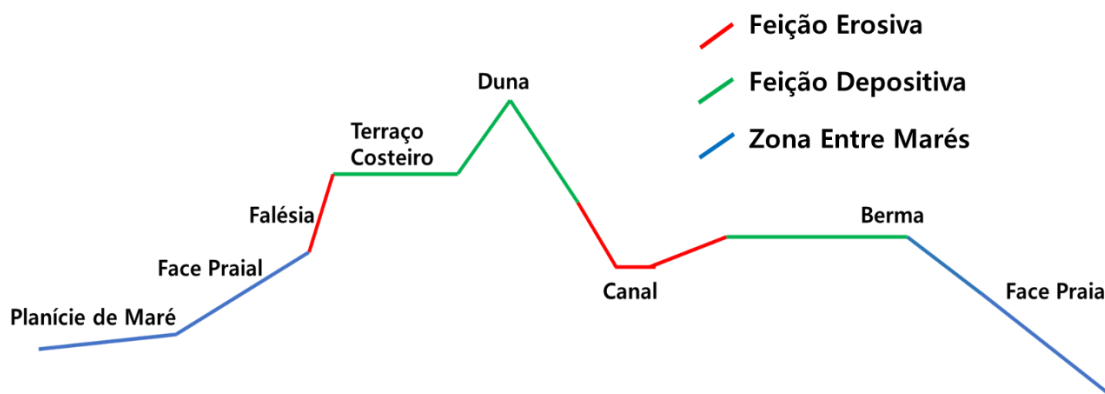


Figura 3 – Esquema de feições praias como observadas em um perfil praias.

Dunas são colinas de areia formadas pela acumulação de sedimentos pela ação constante do vento. São feições sedimentares geralmente móveis devido à somatória do transporte das partículas sobre a duna, mas podem ser colonizadas por vegetação, inibindo ou impedindo sua mobilidade (BIRD, 2008). Campos de dunas ocorrem em ambientes com grande disponibilidade de areia e ventos permanentes, como regiões desérticas e costeiras. Em praias, dunas-frontais são cristas de areia, paralelas à costa construídas no pós-praia, onde o sedimento da face praial é soprado pelo vento e acumulado (CARTER, 1988). Podem ser classificadas com relação a sua forma, e disposição em relação à direção do vento, destacando-se dunas frontais incipientes e fixas. Dunas incipientes são formadas agregando areia ao redor de aglomerados de plantas, em forma de dunas de sombra, *coppice mounds* e *nebkha*. Dunas fixas se desenvolvem a partir de incipientes, pela colonização de vegetação mais desenvolvida, possuindo maior volume, altura e complexidade (HESP, 2002). As dunas costeiras são formadas pelos sedimentos da face da praia, quando seca e perde a coesão, possibilitando seu transporte eólico. Em climas tropicais úmidos, não há desenvolvimento de grandes dunas pela menor ocorrência de ventos intensos e constantes, e pela umidade dificultar a secagem da areia (JENNINGS, 1965).

Falésias são declives abruptos talhados nas regiões costeiras, causados majoritariamente pela erosão marinha. Quando a feição está de encontro com os agentes erosivos que a formam, pode-se chamar de falésia ativa, mas devido a processos de variação na linha de costa, podem ser encontradas falésias inativas mais ao interior do continente (BIRD, 2008). Devido a sua geração, falésias são feições erosivas, indicando uma maior energia ambiental e uma retirada de sedimentos da praia. Em praias arenosas, pode-se encontrar feições denominadas micro-falésias ou escarpas, formadas pela erosão sobre a crista de uma duna ou terraço costeiro (HESP, 1988, *apud* SHORT, 1999).

Bermas são feições que podem ser descritas como uma rampa na zona de espraçamento, uma crista e uma região posterior quase horizontal (KOMAR, 1976), formadas na porção superior da face praial. São geradas pela deposição de sedimentos sobre a face praial, e indicam para uma maior ocorrência de ondas mais brandas com características construtivas (SHORT, 1999). Sendo

feições resultantes de acumulação de material, bermas têm um papel importante no funcionamento de uma praia como zona de amortecimento. e que posteriormente fornecerão material sedimentar para a formação das dunas frontais (SHEPPARD, 1950).

Sangradouros são cursos de água que correm da região pós-praia e que fluem na direção do mar. São tratados como desembocaduras intermitentes de sistemas lagunares ou estuarinos (ICOLLs, do inglês *Intermittently Closed/ Open Lagunes or Lakes*), mas que normalmente drenam a água aprisionada nas brejos intercordões litorâneos e/ou dunares. A determinação de abertura do sangradouro está relacionada a fatores como: amplitude de maré, clima de ondas, corrente de deriva longitudinal, entrada de água pluvial, fluvial ou subterrânea, orientação do canal e espaço de acomodação da bacia (ROY *et al.*, 2001). Quando ativos, possuem ação erosiva sobre as dunas frontais e a face praial, criando um canal transversal à linha de costa, e assim disponibilizando sedimentos para a deriva longitudinal (PEREIRA DA SILVA, 2003).

Esporões arenosos são praias que divergem da linha de costa em direção ao mar, tendo assim uma extremidade aberta ou livre e outra ancorada em terra (SCHWARTZ, 1973). São formados pelo transporte longitudinal de sedimentos, ao longo da costa, crescendo de maneira retilínea ou formando anzóis nas pontas livres. O crescimento de esporões é um resultado de ganho de sedimentos e progradação na linha de costa na região. Eles protegem inclusive a linha de costa anterior, o que possibilita a criação de ecossistemas e feições de costas protegidas como marismas e planícies de maré (BIRD, 2008).

OBRAS DE DRAGAGENS

Dragagens são realizadas em ambientes submersos com os mais variados propósitos, como navegação, construção de portos ou outros empreendimentos, extração de areia para aterros, ou mineração. As dragagens portuárias, em geral, tem objetivo de aprofundamento de regiões para aumento de calado permitido de para embarcações, tanto em canais de acesso, áreas de fundeio, ou berços de atracação. São obras submarinas de retirada de material

do leito, por meio mecânico ou hidráulico, e posterior realocação do material em outra área (GOES FILHO, 2004).

Estudos são realizados em diversas áreas sobre os impactos de dragagens sobre o ambiente. Desde a alteração ecossistema bentônico e pelágico, por modificação no leito e aumento da turbidês, poluição por contaminantes na coluna de água através da ressuspensão, e a alteração da morfodinâmica e hidrodinâmica locais (CASTRO & ALMEIDA, 2012). Por aumentar profundidades, as correntes já existentes podem modificar seus trajetos e intensidades, por sua vez alterando mais as formas de fundo e batimetria. Quando as obras são constantes, o balanço e dinâmica sedimentar são alterados ao retirar material de um sistema, e inserí-lo em outro (ROSATI, 2005).

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA NA ILHA DO MEL, UMA ANÁLISE A PARTIR DO ISTMO ARENOSO

1. INTRODUÇÃO

As praias são ambientes de transição entre o continente e oceano, definidas como depósitos sedimentares acumulados pela energia das ondas (SHORT & WRIGHT, 1983). Além de ondas, outras forçantes oceanográficas estão associadas ao transporte de sedimentos em praias, entre elas marés, correntes, ventos, com influência de fatores geológicos como batimetria da plataforma interna e orientação e granulometria da praia. Por estes motivos, praias são costas altamente variáveis, o que pode ser estudado pela formação, deslocamento e destruição de feições geomorfológicas como bermas, falésias, dunas, entre outras (KOMAR, 1976).

A compreensão dos processos dinâmicos sobre as praias são importantes para um gerenciamento costeiro eficiente. A erosão costeira é um problema que afeta mais de 24% de todas as praias arenosas do mundo, podendo causar destruição de estruturas urbanas próximas à linha de costa e aumentar o risco de inundações. Regiões de acreção, por outro lado, (27% das praias arenosas) a princípio são mais seguras, mas é necessário estabelecer diretrizes adequadas para a ocupação e utilização do novo terreno, que ainda pode ser vulnerável à dinâmica praial (LUIJENDIJK *et al.*, 2018).

No litoral do Paraná, a Ilha do Mel apresenta um ponto crítico de dinâmica praial onde, foi registrado erosão intensa durante as décadas de 1980 e 1990, onde os processos de transporte sedimentar erodiram o pós-praia e uma vila estabelecida sobre o local (GIANINNI *et al.*, 2005). Posteriormente, houve deposição sobre o local resultando na restituição dos contornos da linha de costa em menos de 20 anos até 2017 (FIGURA 5).

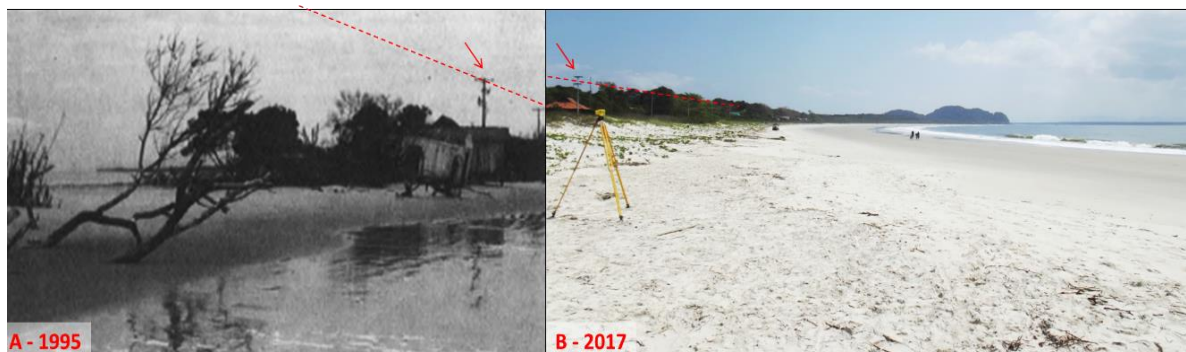


FIGURA 5 - Fotos do istmo arenoso tiradas na maré baixa, indicando a mesma linha dos postes de iluminação (a) em 1995 (GIANINNI *et al.*, 1994) (b) em 2017.

A Ilha do Mel se encontra na região de desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), e sua configuração propicia a formação de praias voltadas a todos os quadrantes, e portanto expostas a hidrodinâmicas distintas. A maior área (93%) da ilha pertence a duas unidades de conservação, o que demonstra uma vocação da região para a preservação ambiental e o turismo ecológico (IAP, 2012). Em constraste a isso, há interferências antrópicas associados à atividade portuária, como as dragagens constantes de manutenção do Canal da Galheta, que se localiza a menos de 3 km a sul da ilha (CATTANI *et al.*, 2016).

Assim, o objetivo do presente trabalho foi avaliar a evolução geomorfológica do istmo arenoso da Ilha do Mel, discutindo as forçantes que atuam na dinâmica costeira da desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá.

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

2.1. GEOMORFOLOGIA

A Planície Costeira do Paraná foi formada pelas variações no nível relativo do mar ao longo do Período Quaternário (ANGULO & LESSA, 1997). A batimetria da plataforma interna varia de -5 a -15 m com declividades suaves, devido ao recuo da posição da linha de costa paranaense com relação aos demais estados, e a ausência de obstáculos rochosos (VEIGA et al., 2005). A direção preferencial de transporte de sedimentos pela deriva longitudinal é para N-NE (BIGARELLA et al., 1978). A linha de costa é formada em grande parte por extensos arcos praias, orientados na sua maioria a E-SE, interrompidos ocasionalmente por poucos afloramentos rochosos, e pelas desembocaduras de dois corpos estuarinos, o Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e a Baía de Guaratuba (BIGARELLA, 1946; NOVAK et al., 2016).

O Complexo Estuarino de Paranaguá é caracterizado como um estuário de planície costeira, formado pelo afogamento do vale de rios presentes em um nível do mar mais baixo. Possui 612 km² de área, divididos em dois eixos principais: N-S (Baías das Laranjeiras e Pinheiros), e E-W (Baías de Paranaguá e Antonina) (LANA, et al. 2001). Os sedimentos de fundo são classificados entre areias finas a grossas na região de desembocaduras, passando a siltes finos a areias finas na Baía de Paranaguá e Laranjeiras, com os sedimentos mais finos localizados nas margens das costas protegidas (LAMOUR et al., 2004). Grandes áreas do interior do estuário são regiões de planícies inter-marés de baixa batimetria (0 a -5 m), com canais onde ocorrem as maiores profundidades (-5 a -10 m) (LAMOUR & SOARES, 2007). As margens do CEP são caracterizadas como praias de baixa energia, como estados morfodinâmicos entre praias com terraços de baixa-mar e planícies de maré arenosas e lamosas (ROSA & BORZONE, 2008).

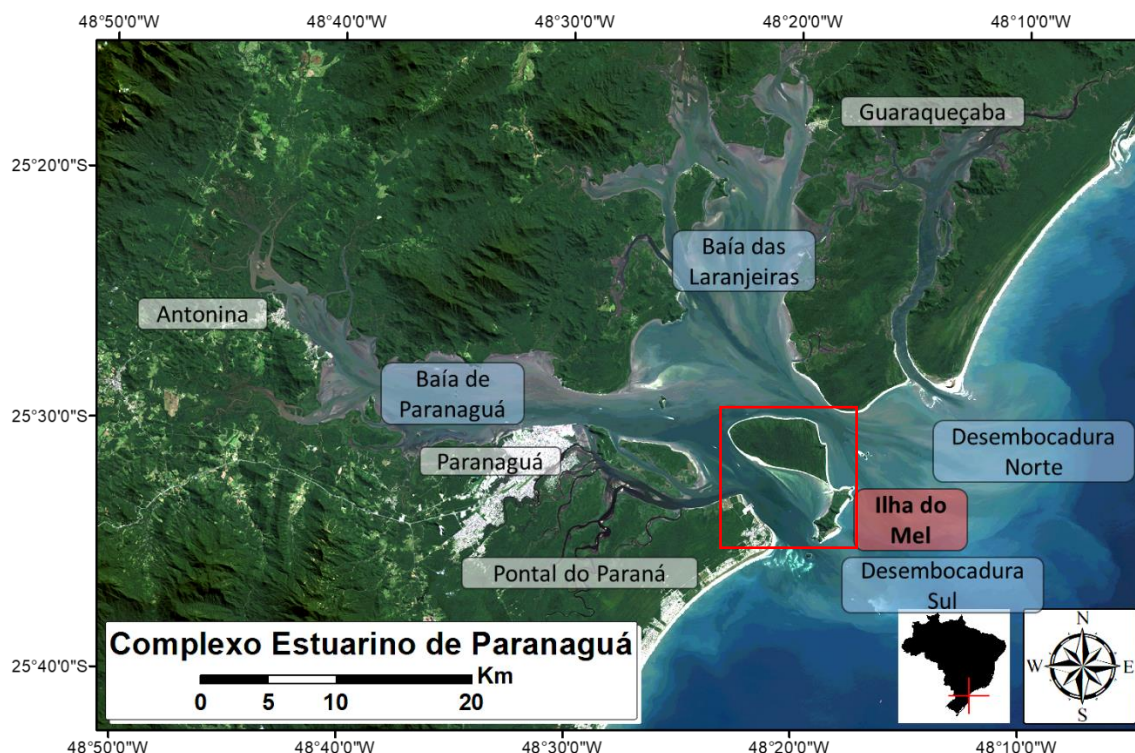


FIGURA 6 – Mapa de localização do CEP, indicando as Baías de Paranaguá e Laranjeiras, os municípios a sua margem (Guaraqueçaba, Antonina, Paranaguá, Pontal do Paraná), a Ilha do Mel (vermelho) dividindo as duas desembocaduras do estuário.

A região de encontro do estuário com o Oceano Atlântico é dividida em duas desembocaduras, com a Ilha do Mel entre elas. A Desembocadura Norte se encontra entre as ilhas do Mel, das Peças e do Superagui. Há dois canais mais profundos, Canal Sueste e Canal Norte, com cerca de 12 m e 6 m de profundidade, respectivamente. Entre os dois canais, encontra-se a Ilha das Palmas, constituída de afloramentos rochosos, que apresenta rochas submersas ao seu redor. A Desembocadura Sul possui uma abertura ao Oceano Atlântico mais estreita, com cerca de 3 km entre Pontal do Sul e a Ilha do Mel. Nela, encontra-se o Canal da Galheta, utilizado para acesso aos portos do CEP, e mantido aberto por dragagens. Os sedimentos de fundo da Desembocadura Norte são caracterizados como areias finas a grossas e pobremente selecionados, comparados a areias finas e médias bem selecionadas encontradas na Desembocadura Sul (LAMOUR *et al.*, 2004).

A Ilha do Mel (25°32'S/48°18'W) possui aproximadamente 27 km² distribuídos em duas porções de terra com características geológicas distintas. À região a

noroeste corresponde a maior área da ilha, formada essencialmente por planície costeira, apresentando uma série de cordões litorâneos sucessivos, com apenas um afloramento rochoso, chamado Morro da Baleia. O arranjo e configuração dos cordões sugere a formação desta região pela regressão do nível do mar há 5.100 anos (ANGULO, 1992). A porção sudeste é caracterizada pela ocorrência de afloramentos rochosos (Morro do Sabão, do Meio, do Farol), conectada por regiões sedimentares planas onde pequenos campos de dunas podem ser observados. Sua localização geográfica, entre as duas desembocaduras do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), favoreceu a ocorrência de costas com diversas configurações e dinâmicas como costas rochosas, praias arenosas e planícies de maré.

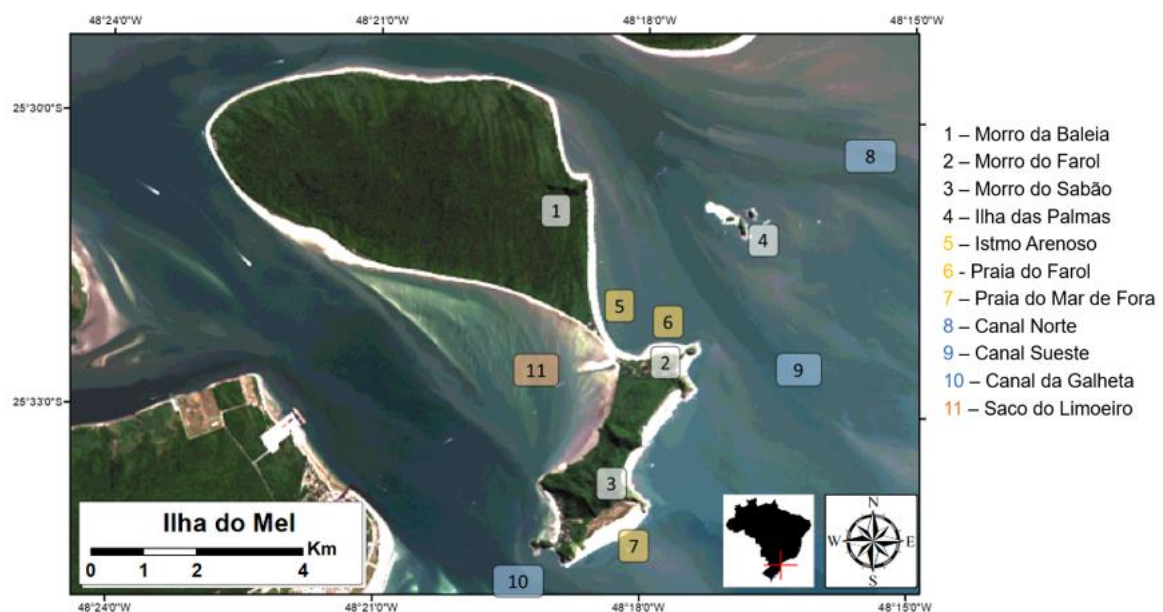


FIGURA 7 – Mapa de localização da Ilha do Mel, indicando as feições geomorfológicas pertinentes.

Se encontra às margens do hemi-delta de maré enchente, conhecido como Saco do Limoeiro, caracterizado por uma batimetria rasa e plana (ANGULO, 1999). O delta possui um canal principal de enchente, canal principal de vazante, e uma rampa de enchente. Podem ser encontradas as feições de ondas de areia, dunas sub-aquosas e *mega-ripples* com uma dinâmica ativa associada às correntes de maré enchente, devido à orientação das cristas a N-NW (LAMOUR, 2007; ARAÚJO, 2001). As correntes de maré vazante possuem as maiores velocidades médias e máximas na região, transportando sedimentos em direção do Canal da Galheta. Porém em eventos de grande energia, as

ondas e correntes de maré enchente ativam a migração das feições subaquosas para N-NW (ARAÚJO, 2001).

Entre as duas maiores áreas da ilha, existe um istmo arenoso de cerca de 100 m de largura. Ele é constituído de duas praias com orientações opostas: a Praia de Brasília voltada a SW, e a Praia das Conchas , voltada a NE.



FIGURA 8 – Mapa indicando o istmo arenoso e regiões e feições de interesse.

A praia de SW, Praia de Brasília, é abrigada das ondas oceânicas e está regida pela dinâmica da desembocadura sul do CEP. Foi classificada como praia reflectiva com terraço de maré baixa, com uma face praial curta e íngreme e planície de maré sem a presença de canais ou barras longitudinais (FIGURA 9a) (ROSA & BORZONE, 2008). As ondas que atingem a face praial estão compreendidas entre 0,1 a 0,2 m de altura e em média 3,5 s de período, classificadas como ondas de pista curta (ROSA & BORZONE, 2008; JACKSON *et al.*, 2002).

A Praia das Conchas se encontra voltada à desembocadura norte que é mais aberta à dinâmica oceânica. Esta faz parte de um arco praial que se estende desde o Morro da Baleia, 3,5 km a Norte, ao Morro do Farol, 2 km a SE do istmo (FIGURA 9b). Estudos realizados sobre esta praia indicam para o transporte de sedimentos ao longo da costa por deriva litorânea com células de

circulação, com o setor do istmo possuindo transporte a sul (GIANINNI *et al.*, 2004). Na porção sul do istmo, é presente um sangradouro intermitente que muda sua configuração e área de atuação sobre a praia ao longo do ano.



FIGURA 9 – Foto das praias do istmo arenoso tiradas em 2007

O istmo teve sua largura registrada desde a década de 1950, com erosão notificada a partir do final da década de 1980 (FIGUEIREDO, 1954; PARANHOS FILHO *et al.*, 1994). Diversos trabalhos registram o período crítico de erosão sobre o local na década de 1990, quando as ondas erodiram o terraço central e atravessavam o istmo (GIANINNI *et al.*, 2004; LAMOUR *et al.*, 2004; KRUEGER *et al.*, 1997). No período entre 1999 e 2003, o istmo passou a ganhar volume (DE SOUZA *et al.* 2003). Desde então, houve acreção sobre a região em ambas as direções, de cerca de 3 m, que reestabeleceu seu terraço costeiro, coma formação de pequenas dunas vegetadas (ANGULO *et al.* 2018).

2.2. VARIÁVEIS AMBIENTAIS

O clima do litoral paranaense é classificado como pluvial temperado úmido (Cfa), com pluviosidade alta de 2.000 mm anuais e temperaturas médias mensais acima de 22°C (MAACK, 1968; LANA *et al.*, 2001). Os meses mais úmidos para a região são de verão, entre janeiro a março (350-450 mm mensais) e mais secos no inverno, entre junho e agosto (25-50mm mensais) (IAP, 2012). O regime de ventos é controlado pelo sistema da Alta Pressão do Atlântico Sul e os sistemas de frontogênese. Os ventos possuem média de 4 m.s⁻¹ e predominam de ENE e E sobre o período de verão, e ventos de S/SE no inverno (OLIVEIRA & DOURADO, 2010). A passagem de sistemas frontais está correlacionada com dias em que há maiores agitações marítimas e, portanto, estão comumente relacionados com eventos erosivos intensos (QUADROS, 2002).

As ondas que viajam sobre a plataforma interna paranaense possuem duas direções de propagação preferenciais, SSE/SE associadas aos sistemas frontais, e ENE associados ao anticiclone tropical do Atlântico Sul. As ondas mais altas vieram do quadrante SE no período de outono, chegando a 4 m de altura (PORTOBRÁS, 1983). Na região abrigada da desembocadura sul, as ondas são provenientes de SE com alturas menores que 0,5 m, com altura ainda menor no inverno (menos de 0,4 m) (MARONE *et al.*, 1997).

O regime de marés do CEP foi caracterizado como de micromaré, com amplitude média de 1,5 m, em regime semidiurno (MARONE *et al.* 1997). As correntes de maré são mais intensas para o período de enchente, em comparação à vazante. As velocidades máximas de enchente foram de 59 cm.s⁻¹ em ambas desembocaduras, enquanto nas vazantes são de 97 cm.s⁻¹ no Canal da Galheta e 70 cm.s⁻¹ no Canal Norte (MARONE *et al.*, 1997). Estas correntes seguem a orientação dos canais mais profundos em cada setor do CEP, com desvio a E nas vazantes. As velocidades das correntes de maré encontradas no Canal da Galheta possuem energia necessária para transportar sedimentos da classe granulométrica de areia fina (NOERNBERG, 2001).

2.3. VARIÁVEIS ANTRÓPICAS

Obras de dragagem foram realizadas na região desde a década de 1930, focadas nos canais de acesso aos portos pela desembocadura norte: Canal Norte e Canal Sueste. Com o risco à navegação oferecido pela ocorrência de afloramentos rochosos submersos, passou-se a utilização do canal na desembocadura sul a partir de 1972 (SOARES & LAMOUR, 2007). O denominado Canal da Galheta exigiu a retirada de mais de 13 milhões de m³ de sedimentos entre 1972 e 1974. Posteriormente, foram realizadas dragagens de manutenção e aprofundamento frequente sobre o Canal da Galheta e berços do Porto de Paranaguá. No total, desde 1972 até 2011, soma-se 64 milhões de m³ dragados, com uma média de 1.600 milhões anuais no Canal da Galheta apenas (AQUAPLAN, 2011) (FIGURA 10).

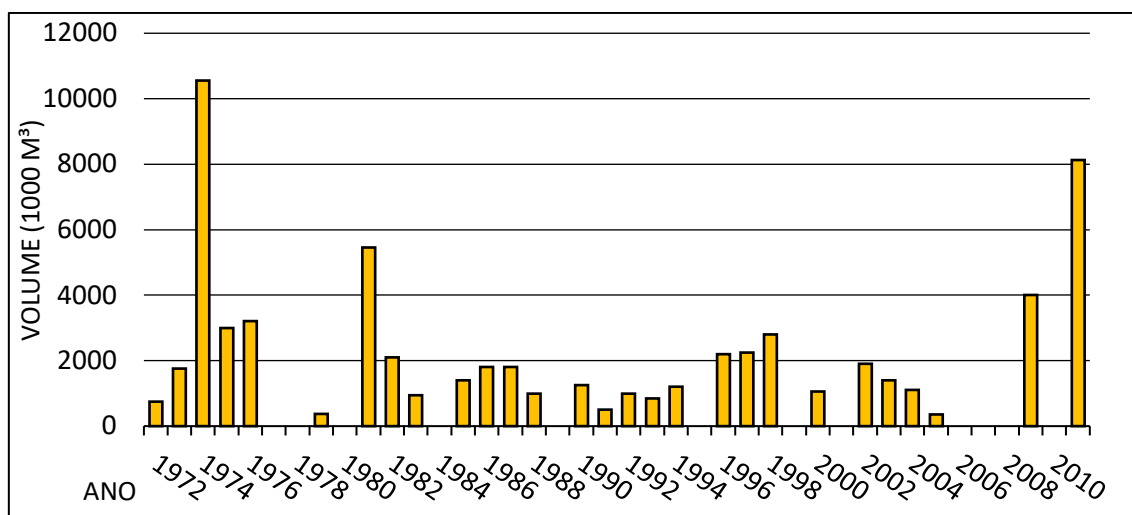


FIGURA 10 – Gráfico da quantificação de volumes dragados sobre o Canal da Galheta de 1972 a 2011. Fonte: AQUAPLAN (2011).

As operações de dragagem realizadas no CEP, destinaram os sedimentos de forma não confinada em áreas autorizadas dentro do estuário. Em 1994, foi realizado um pedido pela Associação dos Portos de Paranaguá e Antonina (APPA), para utilização de outra área, sendo permitido o despejo no Banco dos Ciganos, localizado na área exterior da Desembocadura Norte. Mais tarde, foi autorizada a utilização de uma área mais próxima à saída do Canal da Galheta, denominada ACE (Área Circular Externa), utilizada desde 1998 (SOARES & LAMOUR, 2007). A partir das dragagens de 2009, foi utilizada uma nova área na isóbata de 20 m, denominada ACE-20, que se localiza a 20,2 km a SE da porção sul da Ilha do Mel (AQUAPLAN, 2011).

Dragagens também foram realizadas no Saco do Limoeiro, com objetivo de permitir o acesso ao Terminal Náutico de Nova Brasília, localizado ao sul do istmo arenoso. A abertura do canal ocorreu entre 1995 e 1996, com destinação dos materiais na área adjacente, criando um banco paralelo ao canal, perpendicular à Praia de Brasília.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos sobre o istmo arenoso da Ilha do Mel, entre os anos 2007/2009 (11 campanhas) e 2017 (3 campanhas) (TABELA 1) com a utilização de nível ótico de precisão e régua topográfica.

27/09/2007	3 perfis
19/03/2008	3 perfis
08/05/2008	3 perfis
19/06/2008	3 perfis
15/08/2008	5 perfis
22/11/2008	5 perfis
16/02/2009	5 perfis
25/04/2009	5 perfis
20/07/2009	5 perfis
21/10/2009	5 perfis
05/07/2017	5 perfis
21/09/2017	5 perfis

TABELA 1 – Datas de realização das campanhas de campo.

Para tanto foram demarcados perfis topográficos praias, dispostos perpendicularmente a direção principal do istmo, estendendo-se através das duas praias até ambas as linhas de água (FIGURA 11). Estes perfis foram delimitados por pontos centrais, marcados no local com estacas de madeira, mas localizados por suas coordenadas geográficas com GPS (TABELA 1). Com isso, foram mensurados os desníveis topográficos ao longo dos perfis, em pontos a cada 10 m, ou menos quando necessário para representar uma feição. Os pontos foram referenciados topograficamente com relação a uma casa, localizada sobre o istmo, a cerca de 57m a NW do perfil A.

Ponto	N	S
CASA	770632,4019	7172791,13
A	770660,0019	7172743,326
B	770681,0019	7172706,953
C	770702,2519	7172670,146
D	770714,2484	7172613,707
E	770727,6172	7172550,812

TABELA 1 – Coordenadas geográficas (UTM-22J) tomadas sobre os pontos centrais no istmo.



FIGURA 11 – Mapa de localização dos pontos centrais georreferenciados, dos perfis topográficos realizados (A, B, C, D e E) e a classificação em setores (Norte, Central e Sul).

Nas primeiras 5 campanhas (setembro de 2007/junho de 2008) os levantamentos de campo tiveram os dados quantificados ao longo de 3 perfis (A, C e E), enquanto que todos os levantamentos posteriores (agosto de 2008/outubro de 2009 e julho/setembro 2017) contaram com outros 2 perfis adicionais (B e D).

Os dados foram organizados em planilhas no *software* Excel (Microsoft Office), onde foram efetuados os cálculos das cotas topográficas relativas ao ponto de referência altimétrica. Estes resultados, foram utilizados no processo de criação das representações 2D do istmo e a partir dos quais foram identificadas feições geomorfológicas e também a sua evolução ao longo do período de tempo analisado.

O mesmo conjunto de dados foi utilizado na elaboração de Modelos Digitais de Terreno (MDT), através da interpolação Topo to Raster (ArcMap 10.5), segundo o programa ANUDEM criado por (Michael Hutchinson, em 1988). Este método se baseia na água como principal força erosiva e cria superfícies hidrológicamente corretas, respeitando as mudanças abruptas como canais, e

falésias. Utilizando estes MDTs, foram calculados os volumes inferiores à superfície até um plano de referência padrão (- 4 m), e com estes, a comparação de aumento ou diminuição de volume.

Para analisar as variações na linha de costa da Ilha do Mel no geral, foram capturadas imagens de satélite disponibilizadas e organizadas pelo sistema Google Engine, na forma de timelapse. Tratam-se de mosaicos de imagens anuais tratadas pelo Google, a partir das imagens obtidas pelo programa de satélites LANDSAT. Foram utilizadas imagens desde 1984 até 2018, com resolução espacial de 30 m. As imagens foram georeferenciadas no programa ArcMap, e posteriormente o delineamento de linhas de costa foi realizado criando polígonos sobre a imagem ano a ano.

4. RESULTADOS

4.1. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

No início das amostragens, o istmo arenoso apresentou cerca de 130 m de largura amostrada. Pode ser dividido entre a Praia de Brasília, curta e íngreme, voltada a SW (35 m de largura) e delimitada por falésia, um terraço costeiro no topo (40 m) ocupado por dunas frontais, e a Praia das Conchas, mais extensa voltada a NE (65 m), com a presença de bermas e um sangradouro intermitente. Ocorria variabilidade geomorfológica também no sentido paralelo à costa, com diferenças na evolução das feições entre setores Norte (Perfil A), Central (Perfil C), e Sul (Perfil E).

A Praia de Brasília apresentava, em setembro de 2007, em média 1,5 m de altura em 30 m de extensão de face praial, aumentando a declividade no sentido de NW (3,3°) a SE (5,7°). A falésia associada a esta praia possuía cerca de 0,5 m de altura no setor Norte (Perfil A) e diminuiu para sul (0,25 m / Perfil C), não sendo mais observada no setor Sul. O terraço costeiro do topo do istmo apresentou-se a Norte, com cerca de 20 m de largura. A configuração das dunas observadas apresentaram desde uma duna de 0,6 m a Norte mais deslocada para a Praia das Conchas, duas dunas de alturas diferentes (1,2 e 0,6 m) em Sul, sendo a maior próxima da Praia de Brasília. O setor Central não demonstrou grande desenvolvimento de dunas, apenas com uma pequena duna frontal (0,2 m) parcialmente erodida formando a falésia do perfil C. A Praia das Conchas possuía, em média, 75 m de extensão, sendo menor no setor N (60 m) e maior no setor S (90 m), delimitada pela base das dunas frontais, até a linha de água. Sobre os perfis praias a Norte e Centro (A e C) não foram encontradas feições geomorfológicas definidas, possuindo uma declividade de aproximadamente 2°. No setor Sul, o perfil E apresentou um canal de sangradouro suave (0,5 m de profundidade), que se encontrava entre as cristas da duna frontal e berma (FIGURAS 12a e 12a').

No mês de março de 2008, o perfil praial de Brasília se encontrava mais íngreme na média (5,1°), com variação positiva no topo (0,2 m) e negativa na base (0,2 m) da face praial, com o setor Central menor declividade (4,2°). No setor Sul, ocorreu erosão vertical em toda a face praial, com rebaixamento de

0,3 m (perfil E). Houve diminuição na altura das falésias de 0,2 e 0,5 m nos setores Norte e Sul respectivamente, com erosão completa da feição no setor Central. Já as dunas ganharam volume e altura em todos os perfis, principalmente no setor Central aumentando cerca de 1 m em altura e largura. Nos perfis da Praia das Conchas, houve formação e crescimento de bermas em todos os setores, nos perfis A e C eram formações similares em extensão (15 m) e altura (0,6 m) . No setor Sul, o canal do setor SE se encontrou mais profundo (0,5 m) e mais íngreme, tendo formado uma falésia de 1 m na base da duna frontal e erodindo a berma (0,4 m) (FIGURAS 12b e 12b').

Em maio de 2008, a praia de Brasília apresentou declividade mais suave em média ($4,5^\circ$), mostrando erosão no topo do setor Norte (0,2 m), face praial Central (0,5 m), mas acreção em sul (0,2 m) . Isso também se demonstrou pelo aumento da altura da falésia nos setores N e S (0,3 m de variação), e a formação de uma falésia no setor Central (0,4 m de altura). Tal erosão ocasionou perda de altura na duna no setor Central (0,7 m). Os perfis referentes à Praia das Conchas, também perderam volume em todos os setores, apresentando diminuição na altura da berma ao Norte e Central, e recuo horizontal da crista da berma em Sul (10 m). O sangradouro se deslocou em direção à linha de água (5 m) e aumentando em largura, e profundidade (1,4 m) (FIGURAS 12c e 12c').

As variações mais importantes ocorridas entre setembro de 2007 e março de 2008 foram erosão a Sul devido ao aprofundamento do canal do sangradouro, porém o ganho de volume pelas dunas e formação de bermas foi maior resultando em variação volumétrica total de + 18.516 m³ (FIGURA 13 a). Quanto ao período de março a maio de 2008, houve erosão das bermas formadas anteriormente a Norte e Centro, e perda no volume das dunas, bem como rebaixamento do perfil praial de Brasília no setor Central, registrando – 20.866 m³ no total (FIGURA 13 b).

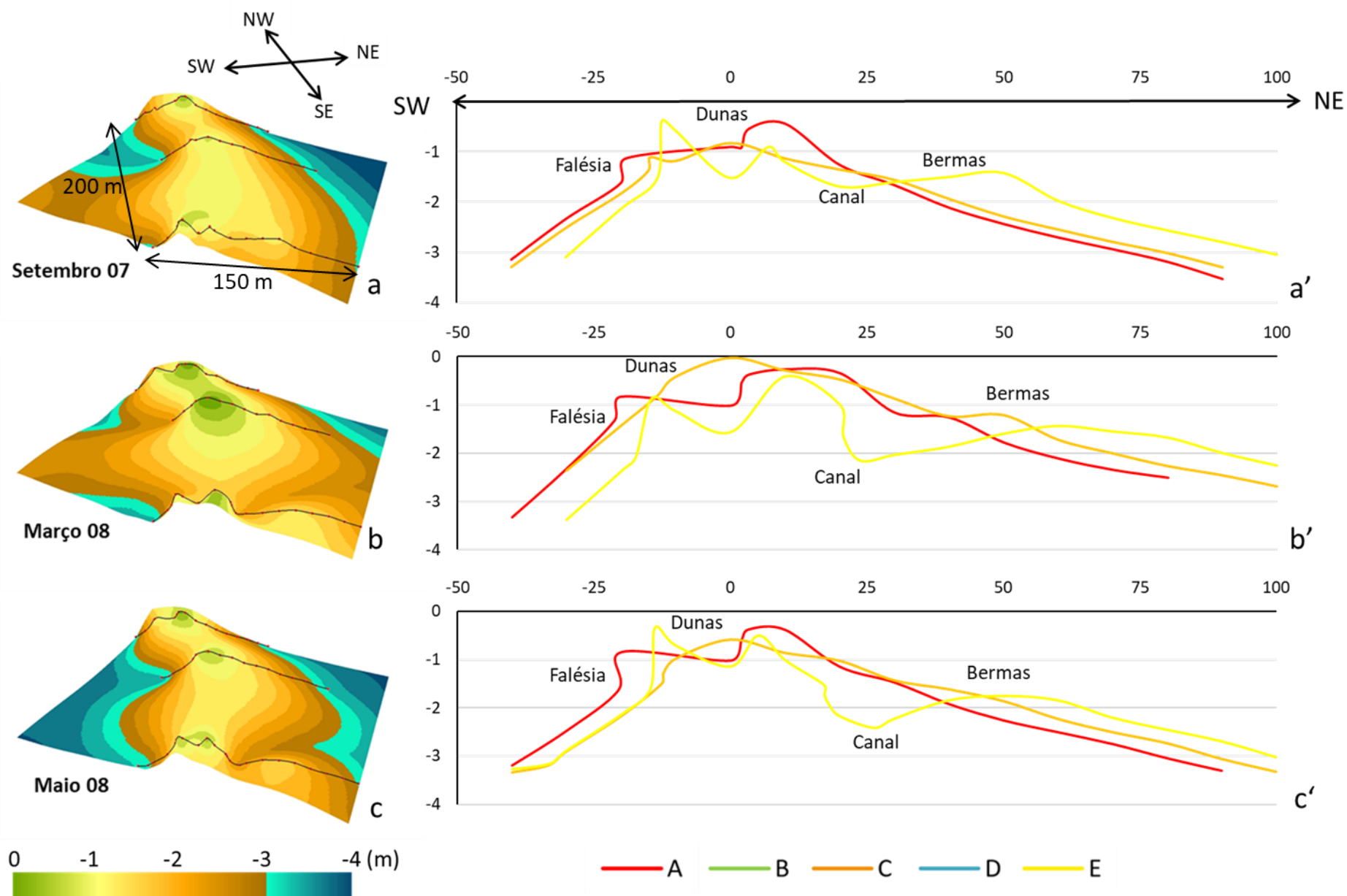


FIGURA 12 - Modelos Digitais de Terreno correspondentes a setembro de 2007 (a), março de 2008 (b) e maio de 2008 (c) e perfis topográficos com identificação de feições (a' b' e c' respectivamente).

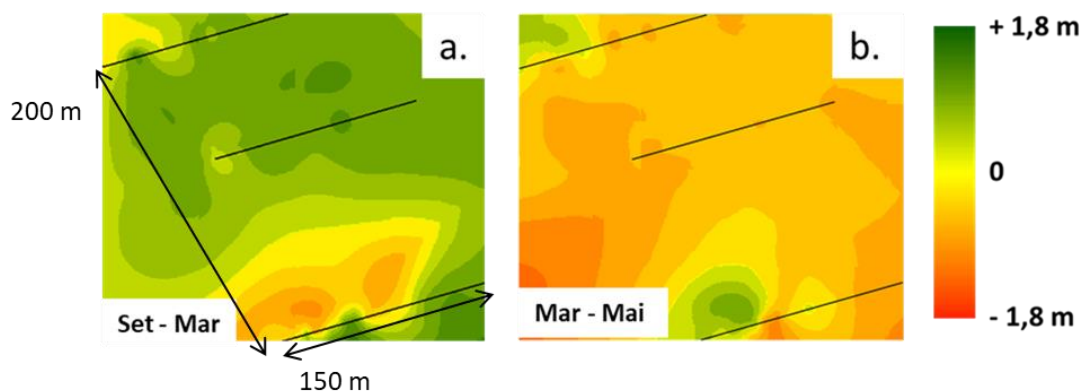


FIGURA 13 – Figuras de comparação entre campanhas de campo, mostrando variação positiva ou negativa na altimetria, correspondendo a (a) setembro de 2007 e março de 2008 e (b) março e maio de 2008.

Os perfis de Brasília em junho de 2008, não apresentaram grandes variações morfológicas nos setores Norte e Sul, porém o setor Central demonstrou uma pequena elevação na face praial, ocorrendo uma falésia. Neste setor, a duna perdeu altura (0,3 m) principalmente em direção a SW, enquanto as demais se mantiveram estáveis. Os perfis das Conchas indicam que houve destruição da berma do setor Norte (perfil A). No setor Central, houve rebaixamento na base da duna (0,3 m), mas a posição da crista da berma e face praial se mantiveram relativamente estáveis. No setor Sul, a berma ganhou altura (0,2 m) e sua crista se deslocou a NE em (15 m). Neste mês, o canal teve menor profundidade (0,6 m), diminuindo a falésia formada, e o vale do canal se deslocou novamente mais próxima da duna frontal (FIGURAS 14a e 14a').

O mês de agosto de 2008 contou com um conjunto de 5 perfis topográficos. A face praial de Brasília mostrou recuo horizontal (5 m) e aumento da declividade ($5,2^\circ$), com perfis lineares. A falésia observada em agosto era semelhante entre os setores Norte e Central (1 m de altura), diferindo do setor Sul (1,5 m). A configuração da formação das dunas e terraço também se modificou da campanha anterior, com os perfis a Norte apresentando pequenas dunas (0,4 m; perfil B) aumentando para Sul (0,7 m; perfil E). A Praia das Conchas foi modificada pela dinâmica do sangradouro, com canais escavados exercendo influência e escavando canais sobre todos os setores (exceto perfil A). No setor Sul (perfis D e E), o canal (0,7 m) se encontrava próximo ao topo do istmo, com uma região posterior possuindo as formações de bermas. O perfil D apresentou uma falésia de 1,7 m de altura. No setor Centro-Norte (perfis C e

B), o canal se mostrou na região mais próxima do mar, com menor profundidade (0,4 m). No perfil B, não houve margem do canal a NE, sendo este, a conexão o sangradouro com o mar (FIGURAS 14b e 14b').

No mês de novembro de 2008, a Praia de Brasília possuía menor extensão entre a falésia e a linha de água, com cerca de 15 m entre os setores Central e Norte, e 25 m no setor Sul. A porção Sul do perfil praial apresentou a formação de uma pequena berma, e próximo à linha d'água foi observada uma formação plana da planície de maré do Saco do Limoeiro (perfil E). A pequena falésia perdeu altura no setor Central (0,5 m), enquanto que nos demais setores ela manteve estabilidadeável (1 m). Quanto às dunas costeiras, se mantiveram com a mesma forma, exceto no setor Central, onde houve erosão da duna frontal na direção SW, e setor Sul, com rebaixamento (1 m) e maior cava entre as duas dunas (0,7 m). A Praia das Conchas recuperou seu volume preenchendo o canal, com várias formações de bermas variando na sua configuração: no perfil B, não houve bermas, em C, uma berma bem desenvolvida, nos perfis A e D, duas bermas. Havia um aumento de volume na direção Sul, com perfis mais altos e mais deslocados a NE, com exceção do perfil E. Neste, houve erosão de cerca de 1 m na região de berma e o canal do sangradouro só se manifestou com pequena profundidade (0,3 m) em relação à crista da berma (FIGURAS 14c e 14c').

As mudanças geomorfológicas mais importantes noeste intervalo de maio a junho de 2008, houve determinaram ganho de volume na berma a NE no perfil E e acreção na Praia de Brasília, com erosão devido à completa destruição de bermas a Norte, resultando em acreção de 7.639 m³ (FIGURA 15a). Posteriormente, entre junho e agosto de 2008, houve erosão na praia SW com rebaixamento da topografia e aumento na falésia, e na Praia das Conchas, a expansão da dinâmica do sangradouro escavou um canal até o setor Norte, totalizando 13.865 m³ de erosão (FIGURA 15b). Entre agosto e novembro de 2008, foi registrada a acresção em ambas praias, devido à recuperação de volume sobre o canal (Conchas), e variação na face praial (Brasília), mas houve grande erosão sobre o setor SE, erodindo a berma observada anteriormente, por isso o total de 7.682 m³ erodidos (FIGURA 15c).

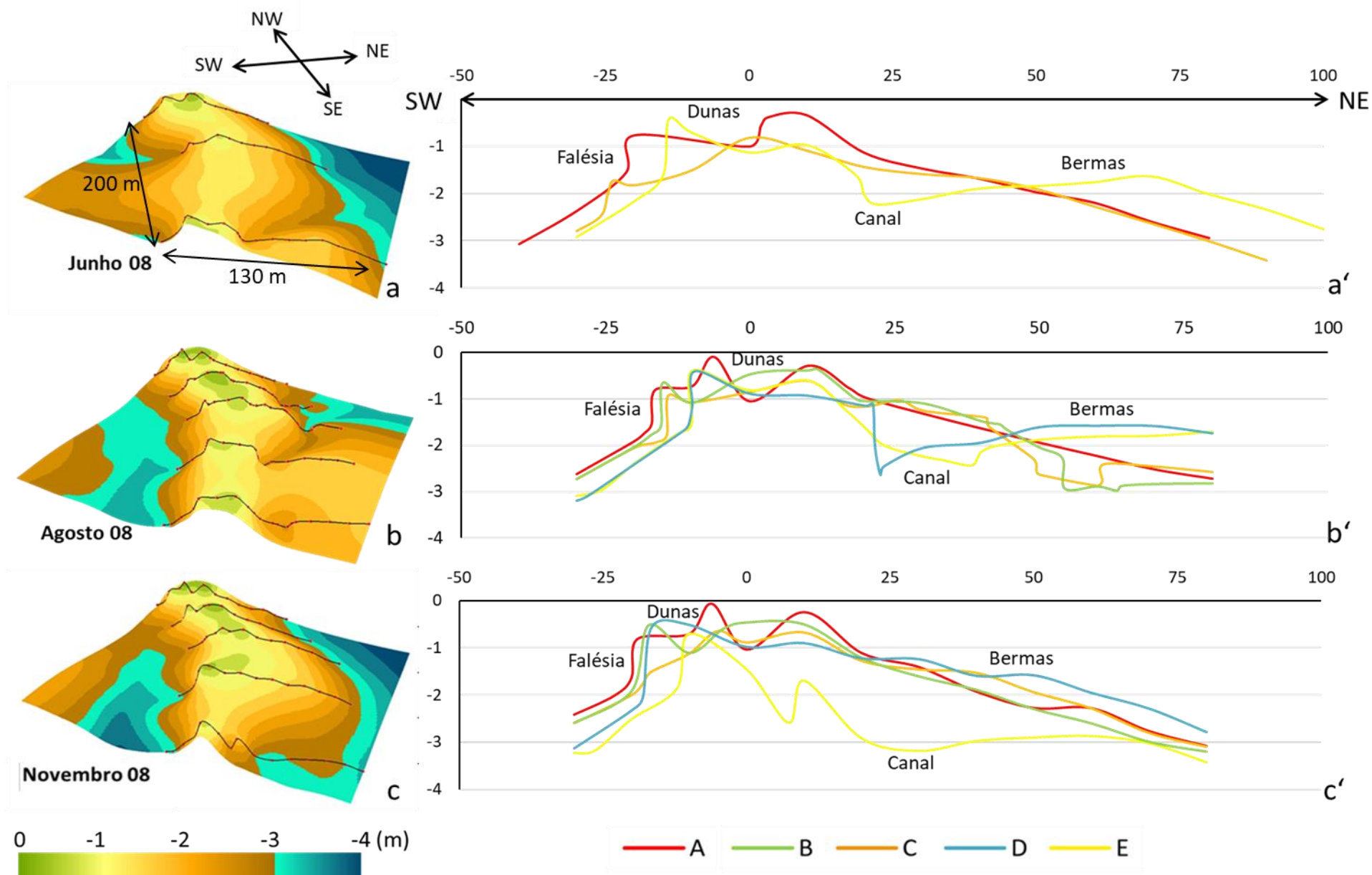


FIGURA 14 - Modelos Digitais de Terreno correspondentes a junho de 2008 (a'), agosto de 2008 (b') e novembro de 2008 (c') e perfis topográficos com identificação de feições (a' b' c' respectivamente).

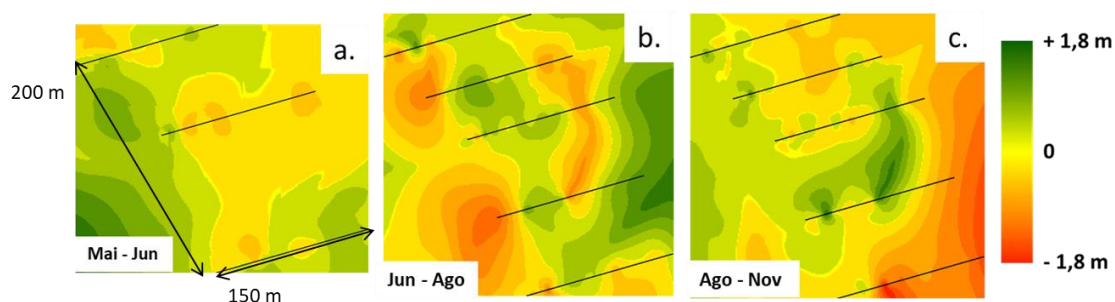


FIGURA 15 – Figuras de comparação entre campanhas de campo, mostrando variação positiva ou negativa na altimetria, correspondendo a (a) maio e junho de 2008, (b) junho e agosto de 2008 e (c) agosto e novembro de 2008.

Em fevereiro de 2009, na Praia de Brasília, ocorreu elevação na face praial no setor Sul (0,4 m) e aumento na declividade da face praial para $5,5^\circ$ ($3,5^\circ$ em novembro de 2008). No setor Sul, houve diminuição de altura nas falésias (de 1 a 0,5 m; perfil D) e dunas frontais (de 0,7 a 0,4 m; perfil D) associadas, indicando erosão sobre esta praia. No setor Central, ambas feições recuperaram sua configuração anterior formando novamente uma duna (0,3 m) e falésia (0,9 m), enquanto em Norte se mantiveram estáveis. A duna frontal associada à Praia das Conchas, no perfil E, ganhou volume, sendo maior que a duna associada à Brasília. Na face praial das Conchas, as bermas recuaram na linha de costa (perfil C), ou foram completamente destruídas (perfil A), apresentando perfis praiais mais lineares neste mês. Como exceção, o perfil E ganhou altura (1,5 m) e houve a formação de mais de uma berma. O canal encontrado no perfil E foi estrangulado pelo ganho de volume na praia, e possui menor profundidade (0,4 m) e largura (7 m) (FIGURAS 16a e 16a').

No mês de abril de 2009, foram observados diversos indicativos de erosão sobre a Praia de Brasília, como aumento da declividade no setor Norte, aumento da altura das falésias e recuo horizontal em todos os setores, e rebaixamento do relevo. A face praial foi observada apenas nos perfis A, C e E, com menos de 25 m de extensão. Houve erosão sobre dunas no topo do istmo, principalmente no perfil B e D e no setor Sul (perfil E) houve a perda de sedimentos da duna a Nordeste (1,3 m), e aumento na duna a Sudoeste (0,7 m). A Praia das Conchas apresentou uma face praial apresentou perfil suave, sem bermas, nos perfis no setor Norte, com cerca de 60 m de extensão. Entre os setores Central e Sul, se apresentavam duas bermas, a primeira observada nos perfis C e D (30 m a Nordeste; 0,5 m de altura), a segunda nos perfis D e E (50 m a Nordeste; 0,6 m

de altura). O perfil E apresentavaa o canal de sangradouro mais profundo (0,6 m), com uma superfície plana entre o canal e a crista da berma (FIGURAS 16b e 16b').

Em julho de 2009, a face praial de Brasília se formou novamente, com cerca de 1,2 m de desnível e 15 m de extensão a Norte (4,5°), e 1,6 m de altura e 25 m de extensão a Sul (3,6°). Esta face praial se encontrava recuada em 8 m no setor Sul, comparada com o setor Norte, tendo a base da falésia encontrada na mesma altura. A configuração desta falésia possuía menor altura no setor Central (0,6 m), aumentando em direção aos extremos (0,9 m a N; 1,3 a S). As dunas frontais, no geral, se mantiveram estáveis na maioria dos perfis, exceto em E, onde as feições voltadas a SW assumiram uma forma similar ao perfil D com uma duna parcialmente erodida a SW (0,6 m) e outra duna de maior base a NE (0,4 m). A Praia das Conchas apresentou uma novas formações de bermas (0,4 m) nos perfis do Centro a Norte (A, B e C), a cerca de metros 30 da base da duna frontal. Na mesma face praial a Sul, houve destruição da berma (perfil D) e aumento da berma (perfil E). O perfil E possui uma feição de berma, com uma escarpa abrupta em forma de falésia próximo à linha de costa. O canal do sangradouro se manteve relativamente estável (FIGURA 16 c c').

Com relação às comparações temporais, as maiores variações entre novembro de 2008 e fevereiro de 2009, correspondem à elevação no perfil praial das Conchas no setor Sul, com volume de 13.858 m³ (FIGURA 17 a). No período seguinte, fevereiro a abril de 2009, houve rebaixamento de dois perfis na praia de Brasília (B e D), perda de volume na porção Sul, além da influência do sangradouro escavando o canal, o que somou em uma variação volumétrica negativa de 12.024 m³ (Figura 17 b). Entre abril e julho de 2009, há recuperação de altura de dunas nos perfis a Norte e Sul, e a formação de uma berma em Sul (perfil E), resultando em acreção de 7.134 m³ sobre o istmo (FIGURA 17 c).

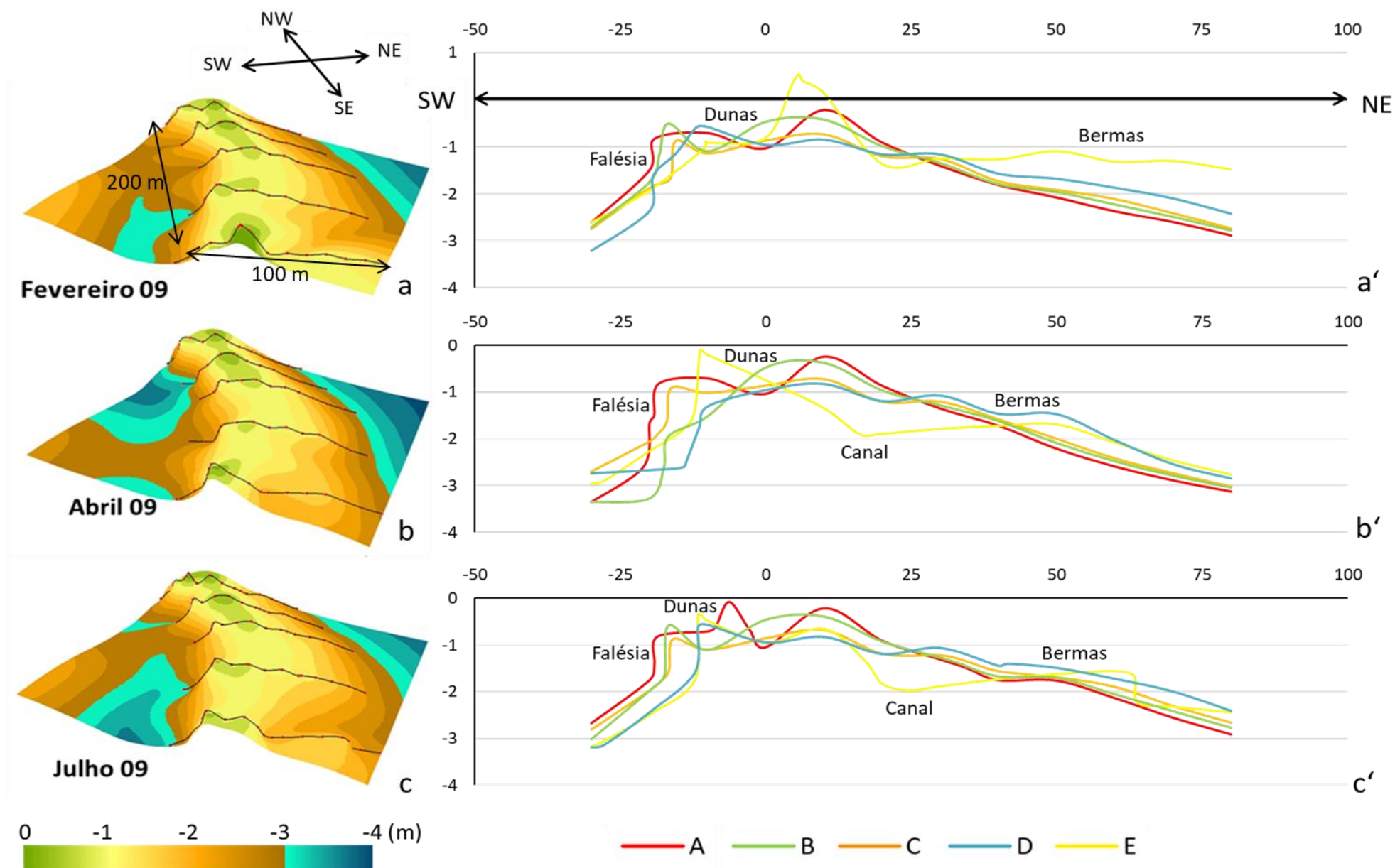


FIGURA 16 - Modelos Digitais de Terreno correspondentes a fevereiro de 2009 (a), abril de 2009 (b) e julho de 2009 (c) e perfis topográficos com identificação de feições (a' b' c' respectivamente).

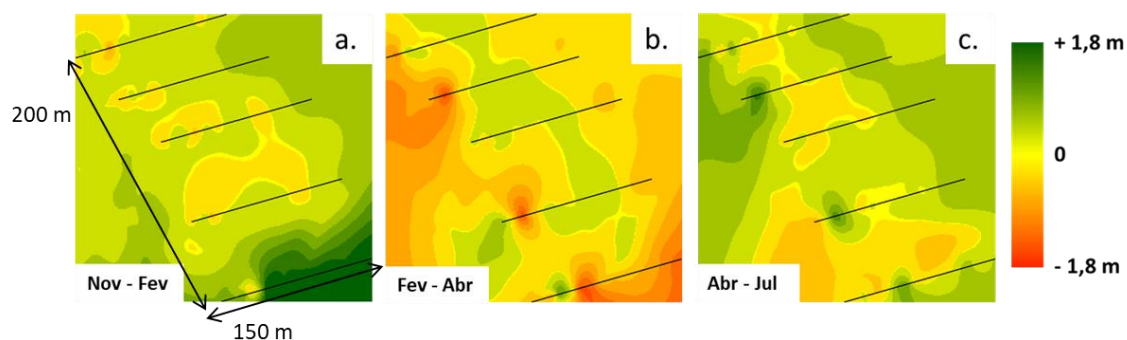


Figura 17 - Figuras de comparação entre campanhas de campo, mostrando variação positiva ou negativa na altimetria, correspondendo a (a) novembro de 2008 e fevereiro de 2009, (b) fevereiro e abril de 2009 e (c) abril e julho de 2009.

Em outubro de 2009, na Praia de Brasília, foi observado rebaixamento da face praial (0,2 m) no setor Sul (Perfis D e E), mantendo-se lineares, enquanto no setor Norte – Central (Perfis B e C) houve ganho de sedimentos no topo da face praial (0,4 e 0,2 m respectivamente). A falésia e duna frontal, associadas à praia, diminuíram sua altura (0,1 m de variação), exceto no perfil A que se manteve estável. Já as feições associadas à Praia das Conchas sofreram grande mudança, como a formação de uma duna central no setor Central (0,4 m, perfil C), erosão sobre a duna frontal e deposição de material na face praial (0,3 m, perfil B) e aumento no volume da duna frontal no perfil A. Novamente, os perfis das Conchas foram atravessados por canais erodidos pelo sangradouro, com canais abruptos (0,6 m) e escavando uma falésia em Sul (1,5 m; perfis D e E). No setor Central, o canal possuía com relevo suave (0,2 m) próximo à linha de água. A topografia pós canal no setor Sul era ascendente (0,3 m) linearmente entre a margem do canal e a crista da berma (FIGURA 18 a a').

Comparando a topografia das campanhas de 2009 a 2017, a maior diferença notada foi a largura do istmo, onde a linha de costa se deslocou progradando a região vegetada, de terraço costeiro e dunas para ambas direções (Oeste e Leste) na maioria dos perfis. Houve aumento na altura e posição das dunas frontais, acompanhando a progradação da linha de costa. Outra diferença notável foi a não observação de um canal claro de sangradouro nos perfis.

Em julho de 2017, a Praia de Brasília estava mais extensa, com cerca de 30 m, e apresentou a formação de pequenas bermas sobre a face praial (perfis B e C). No setor Sul, o perfil E diferiu dos demais sendo o mais curto (20 m) e

íngreme. A falésia não foi observada em todos os perfis, sendo mais definida no setor Norte (perfil A 0,4 m; perfil B, 0,5 m), e do setor Central a Sul, a face praial segue da base da duna. As dunas frontais são encontradas em todos os perfis, entre 0,4 m (perfil D), 0,7 m (perfis B e C), até cerca de 1,1 m de altura (perfil E). Já voltadas Leste, as dunas são presentes apenas entre os setores Central e Norte com 0,5 m (perfil A), 0,8 m (perfil B) vegetadas e uma duna não vegetada de 1,3 m de altura (perfil C). Os perfis da Praia das Conchas são mais íngremes no setor Norte, que passavam diretamente da duna frontal à face praial. A região acima da berma aumentaram de extensão do setor Central (15 m) ao perfil E (60 m), onde se encontravam duas bermas (FIGURA 18 b b').

No mês de setembro de 2017, na Praia de Brasília, o perfil Central se apresentou mais baixo (0,7 m) e linear, sem a berma presente anteriormente. No setor Sul, houve acúmulo de sedimento e formação de uma berma, devido a erosão na duna frontal diminuindo cerca de 1 m em altura. As dunas frontais são encontradas em todos os perfis, entre 0,4 m (perfil D), 0,7 m (perfis B e C), até cerca de 1,1 m de altura (perfil E). Já voltadas a Leste, as dunas são presentes apenas entre os setores Central e Norte com 0,5 m (perfil A), 0,8 m (perfil B) vegetadas e a duna não vegetada de 1,3 m de altura (perfil C). Os perfis da Praia das Conchas são mais íngremes no setor Norte, que passam diretamente da duna frontal à face praial. A região de pós praia (acima da berma) aumenta de extensão do perfil B (15 m) ao perfil E (60 m), onde se encontram duas bermas. (FIGURA 18 c c')

De julho a outubro de 2009, a principal variação geomorfológica foi a expansão do canal de sangradouro com erosão na Praia das Conchas, com pouca acreção localizada no topo de dunas a Norte, então o balanço volumétrico foi negativo de 7.369 m³ (FIGURA 19 a). No intervalo de 8 anos entre outubro de 2009 e julho de 2017, a topografia do istmo no geral sofreu elevação, principalmente na região do terraço e dunas costeiras no setor Central e Norte, com erosão registrada apenas na Praia das Conchas, mas ainda totalizando um volume de + 48.471 m³ (FIGURA 19 b).

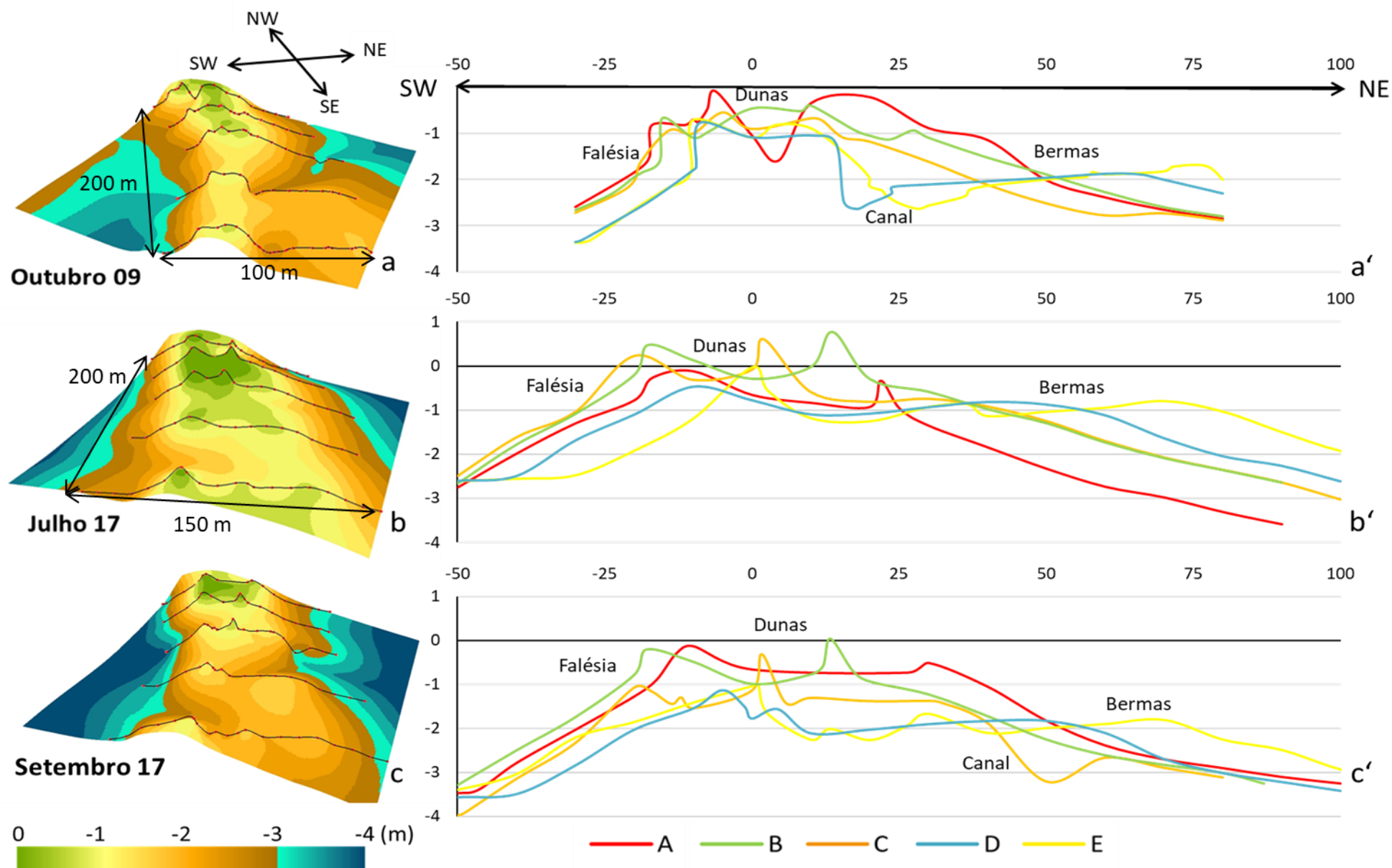


FIGURA 18 - Modelos Digitais de Terreno correspondentes a junho de 2008 (a), agosto de 2008 (b) e novembro de 2008 (c) e perfis topográficos com identificação de feições (a' b' c' respectivamente).

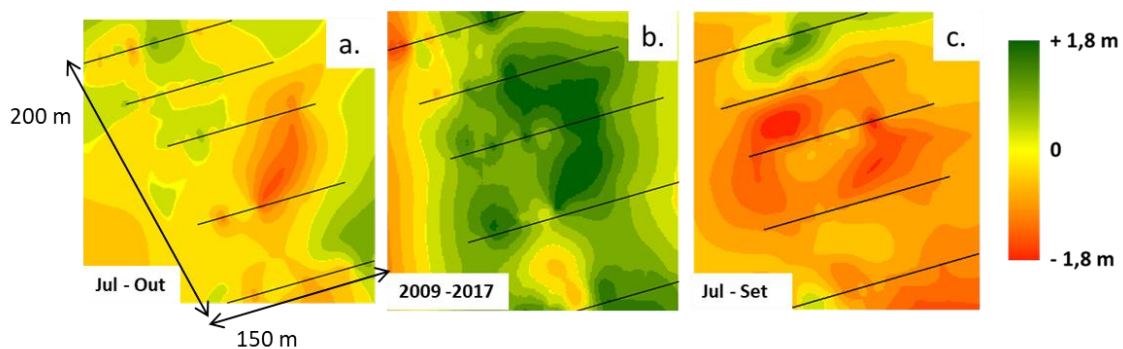


Figura 19 – Figuras de comparação entre campanhas de campo, mostrando variação positiva ou negativa na altimetria, correspondendo a (a) julho e outubro de 2009, (b) outubro de 2009 e julho de 2017 e (c) julho e setembro de 2017.

4.2. CÁLCULO DE VOLUMES

Nos cálculos de variação volumétrica da topografia do istmo como um todo, pode-se notar sua alta variabilidade geomorfológica, com mudanças sempre maiores de 5.000 m^3 , frequentemente acima de 10.000 m^3 . Os primeiros períodos demonstram variações mais intensas acreção no verão (set-mar; $+ 18.516 \text{ m}^3$) e erosão no outono (mar – mai; $- 20.866 \text{ m}^3$). O final do outono mostra ganho de volume (mai – jul; $+ 7.639 \text{ m}^3$). Nos meses de inverno (jul – ago; $- 13.865 \text{ m}^3$) e primavera, há perda de volume pelas praias do istmo (ago – nov; $- 7.682 \text{ m}^3$). Novamente no período de verão o istmo aumenta em volume, (nov – fev; $+ 13.858 \text{ m}^3$), havendo diminuição no final do verão/início do outono (fev – abr; $- 12.024 \text{ m}^3$). No outono há acreção, repetindo o padrão do ano anterior (abr – jun; $+ 7.124 \text{ m}^3$). Nos meses de inverno e primavera, o balanço volumétrico é negativo (jun – out; $- 7.369 \text{ m}^3$). A tendência geral neste período é levemente erosiva, em uma variação total de $- 14.672 \text{ m}^3$ entre setembro de 2007 e outubro de 2009, o que corresponde a uma média de erosão de 560 m^3 por mês (FIGURA 20).

A variação volumétrica entre 2009 e 2017 foi registrada como positiva, de 48.471 m^3 , principalmente causada pela elevação e ganho em largura do terraço e dunas costeiras.

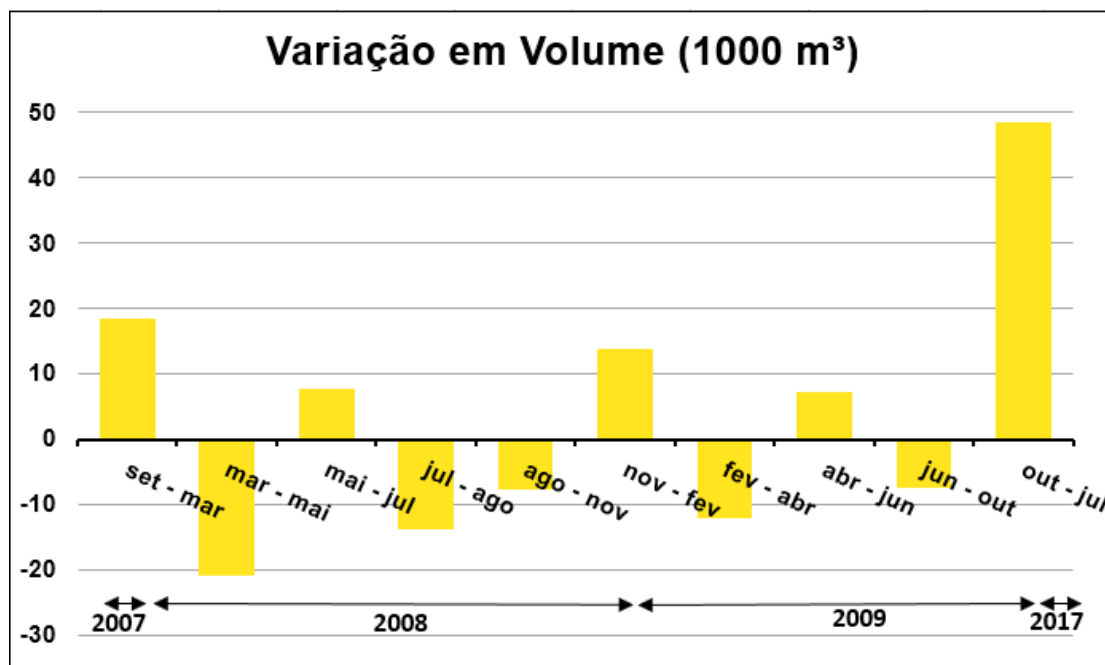


Figura 20 – Gráfico de variação volumétrica total sobre o istmo arenoso entre campanhas de campo.

4.3 LINHA DE COSTA

A linha de costa mapeada da Ilha do Mel foi observada como variável na maior parte da sua extensão, com os promontórios rochosos. Pequenos trechos na região do extremo norte passaram por progradação de menos de 30 m, como também uma pequena curva na margem do Saco do Limoeiro. As duas regiões que demonstraram acreção acima da escala das demais praias, são no esporão arenoso na Praia do Farol, na porção central-leste, e na Praia do Mar de Fora, na porção sul da ilha (FIGURA 21 a).

O esporão demonstra crescimento desde o início da obtenção das imagens, com progradação da linha de costa devido ao avanço de uma língua de areia na direção W. No ano de 1994, a ponta do esporão se reencontra com a linha de costa da ilha, fechando uma laguna costeira em seu interior. A partir desse momento, houve avanço na linha de costa como um todo, na direção NW, em forma mais curva inicialmente. Em 2000, a Praia do Farol cresce em direção ao istmo arenoso e a norte. A partir de 2005, há retração da linha de costa na porção a W da praia, e estabilidade na região mais próxima do Morro do Farol. Desde 2007, a curvatura na linha de costa indica a formação de um novo esporão, mas não apresenta grande avanço significativo (FIGURA 21 b).

A Praia do Mar de Fora apresentou um crescimento da escala de 300 m em apenas 10 anos. Entre 1984 até 2007, a linha de costa se apresenta bem estável, em forma de arco protegido pelos promontórios rochosos. Porém em 2008, há progradação da praia na escala de 100 m na porção SW e 50 m na porção NE. Então, até 2011 a variação acretiva é pequena, de em média 25 m, no total. Posteriormente, em 2012, houve mais ganho de área emersa na região, com mais 100 m de progradação na região SW, e 200 m na região NE (FIGURA 21 c).

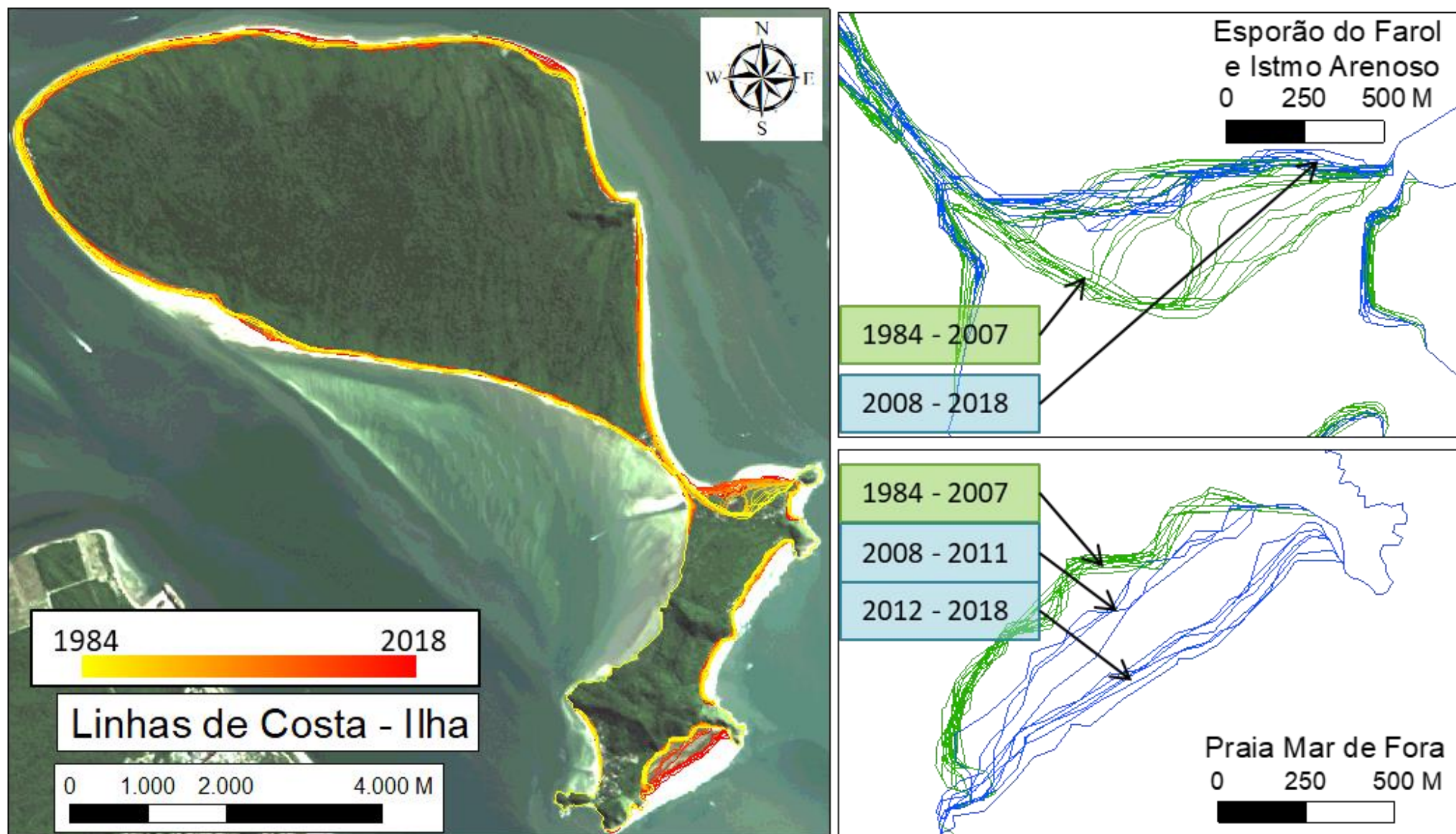


Figura 21 – Imagem das linhas de costa da Ilha do Mel a partir das imagens do *Google Timelapse*. Em (a) estão as imagens de todos os anos, de 1984 a 2018. Em (b) o destaque para a evolução na Praia do Farol, com duas gerações principais, e em (c) destaque à Praia do Mar de Fora, com 3 gerações de linhas de costa.

5. DISCUSSÃO

A dinâmica de praias arenosas apresenta diversas maneiras de variabilidade em sua morfodinâmica, respondendo à energia de ventos, ondas, correntes e marés (WRIGHT & SHORT, 1984; SHORT, 2006). Tais comportamentos dinâmicos são observados em diversas praias da região sul brasileira (CALLIARI & KLEIN, 1993; ANGULO & ARAÚJO, 1996). Dentre outros fatores, respondem a diversas variáveis (batimetria local, orientação da linha de costa, energia, altura e período das ondas incidentes, amplitude das marés, energia e orientação do vento) (CALLIARI *et al.*, 2003; JACKSON & SHORT, 2013).

No litoral do Paraná, mais especificamente na ilha do Mel, a linha de costa apresenta um comportamento distinto das demais praias do Estado, pois ocorrem praias em todas as direções possíveis. Este fato possibilita que os principais padrões de incidência de ondas oceânicas (S-SE/N-NE) criem padrões diferentes dos esperados para os períodos de inverno e verão, onde há a tendência de maior ocorrência de processos erosivos e deposicionais, respectivamente.

No caso do istmo arenoso as ondas mais comuns para os meses de inverno, as quais apresentam-se com alturas significativas maiores que as do verão, tendem a provocar erosão nas praias voltadas a S-SE. Contudo, a porção voltada para NE tende a ter aumento dos volumes sedimentares justamente quando se espera o comportamento oposto. Isto se deve, muito provavelmente, a orientação da costa a qual gera proteção aos efeitos das ondas incidentes sobre a dinâmica praial, apesar da notória ação do esporão arenoso que se desenvolveu a partir do Morro do Farol (GIANINNI *et al.*, 1995).

A praia de SW apresenta uma dinâmica associada ao comportamento de falésias associadas às dunas e terraços costeiros. A tendência geral desta praia foi erosiva, com acreção nos meses de primavera e outono. A classificação morfodinâmica como praia reflectiva com terraço de maré baixa indica a influência da maré nos transportes de sedimento (ROSA & BORZONE, 2008). Os períodos acrecivos podem ser relacionados à movimentação das dunas frontais em direção a esta praia, ou possivelmente ao transporte de sedimentos

em eventos extremos, que ativa a dinâmica das dunas sub-aquosas no Saco do Limoeiro (ARAÚJO, 2001).

Apesar disso, a obra de dragagem para a manutenção da navegabilidade até o Terminal Turístico da Nova Brasília, região próxima ao istmo arenoso, não demonstra este comportamento de reativação de mobilização sedimentar. Neste sentido, o aterro construído paralelamente ao canal dragado, continua com as suas formas originais, enquanto o canal está sendo assoreado vagarosamente (FIGURA 22). Se a dinâmica estivesse em ação dinâmica relativa aos eventos de maior energia, a tendência seria a completa erosão da área de descarte do material dragado pelos processos de transporte atuantes sobre o local, assim como uma velocidade maior de assoreamento do canal.



FIGURA 22 – Imagens do *Google Timelapse* com destaque à driação do canal de acesso ao Terminal Náutico de Nova Brasília entre (a) 1995, (b) 1996, e os sedimentos depositados adjacentes ao canal visíveis em (c) 2016.

A configuração de dunas do istmo arenoso apresenta modificação por aumento e diminuição de altura, indicando a ação eólica ativa sobre a região, em todos os setores de NW a SE. Levando em consideração a orientação e posição do istmo em relação aos morros da Ilha do Mel, esta é uma região exposta aos ventos de S e de ENE, o que indica uma exposição do istmo por maior períodos do ano aos ventos e formação e crescimento de dunas (QUADROS, *et al.*, 2002). A observação de trilhas sobre o istmo, utilizadas para atravessar de uma praia à outra, indica o tráfego de pessoas que podem ‘pisotear’ as feições de terraço costeiro e dunas principalmente. O ‘pisoteio’ é uma forçante antrópica que causa efeitos sobre a vegetação e a geomorfologia de dunas costeiras, destruindo a sua estrutura interna, e diminuindo a declividade e altura das feições (HESP *et al.*, 2010).

A praia de NE se modifica pela formação e destruição de bermas, associada à variação na altura e energia das ondas durante o ano. A formação de bermas é associada a ondas de menor energia e caráter construtivo, enquanto sua destruição é ocasionada por ondas de maior altura (KOMAR, 1976).

No setor SE da praia de NE, apesar da presença de berma, o maior agente de modificação da praia é o sangradouro, que cria e altera a morfologia de um canal e, com isso, da duna frontal e da berma. Os cursos de água dos sangradouros erodem a face praial e as dunas frontais em praias e disponibilizam tais sedimentos para a dinâmica de ondas e correntes na zona de surfe e espraçamento (PEREIRA DA SILVA *et al.*, 2003). A influência maior deste sangradouro é observada nos meses de primavera, o que explica a maior erosão verificada no istmo nesta estação do ano.

No período entre 2009 e 2017, o istmo aumentou em largura e topografia da zona de dunas e terraço costeiro indicando maior acreção do que erosão, permitindo a formação e estabilização destas feições. O setor SE apresenta menos vegetação indicando uma região menos estável, o que pode ser explicado pela ação do sangradouro modificando esta região da praia.

Quanto à comparação da análise de linha de costa, o esporão da Praia do Farol apresentou acreção enquanto a Praia do Mar de Fora se manteve relativamente estável. No período que esta apresentou acreção, na Praia do Farol a linha de costa houve maior estabilidade.

Levando em conta a direção preferencial do transporte na plataforma interna a N-NE, e a posição da ACE-20 como local de deposição dos sedimentos dragados, as praias da Ilha do Mel são destinos possíveis de deposição deste material. A Praia do Mar de Fora sofreu uma progradação de 300 m nos últimos 10 anos, o que pode ser associado a um aporte de sedimentos maior na região. A última grande alteração na linha de costa nesta praia ocorreu em 2011, quando obras intensas de dragagem se reiniciaram no CEP, com mais de 8 milhões de m³ realocados. Além disso, há indícios de deposição de material dragado mais próximo da Ilha do Mel do que a ACE-20, o que facilitaria ainda mais o transporte do material para as praias (FIGURA 23).

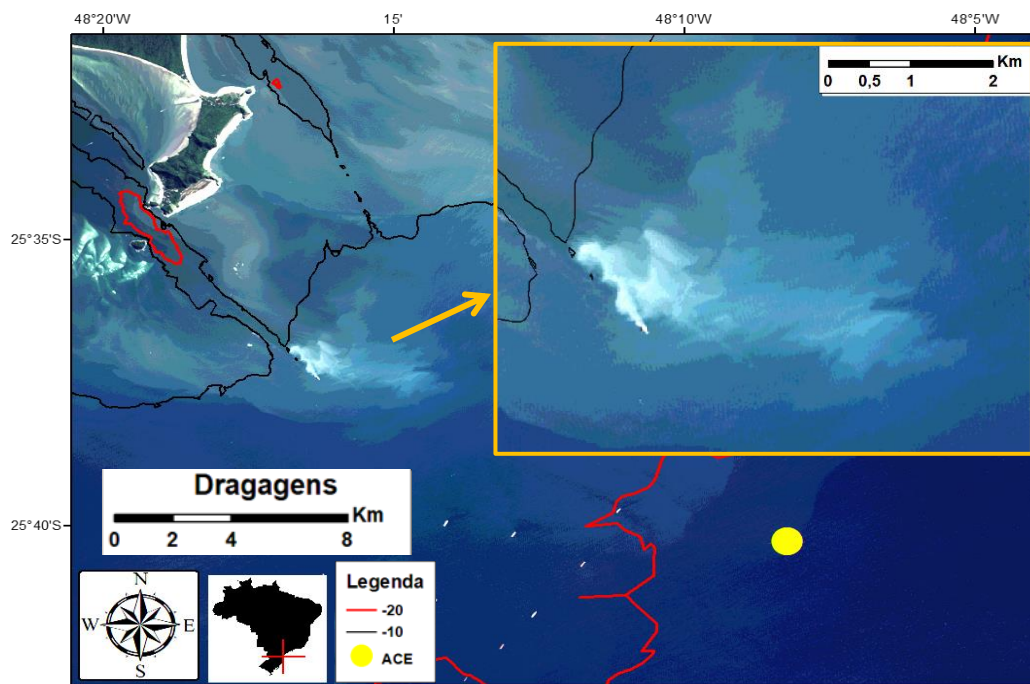


FIGURA 23 – Imagem do LANDSAT 8 indicando a pluma de sedimentos resultante da deposição pela draga, com destaque em maior ampliação da imagem.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução geomorfológica do istmo arenoso da Ilha do Mel é controlada por duas praias de variabilidade e comportamento completamente distintos. Há uma complexa conjunção de variáveis ambientais e antrópicas atuando sobre as praias, criando um ambiente altamente variável geomorfologicamente.

A praia voltada a SW possuiu tendência mais erosiva e teve sua variabilidade caracterizada pela dinâmica das falésias formadas sobre a duna frontal e terraço costeiro, e a mudança de inclinação na face praial, que é regida principalmente por ondas locais com influência da ação das marés. A praia de NE apresentou uma dinâmica de formação e destruição de bermas em um setor da praia, similar a diversos modelos morfodinâmicos propostos, mostrando a influência do clima de ondas oceânicas sobre as praias. Porém, a SE nesta mesma praia a influência de um sangradouro que destrói grande parte da face praial anualmente demonstra como o clima e pluviosidade podem interferir na morfodinâmica. Também é notável a presença de dunas ativas sobre o topo do istmo, variando em volume, reforçando a importância da ação do vento sobre o transporte de sedimentos no local.

Todas estas variáveis ambientais estão sujeitas à ação antrópica, principalmente com obras de dragagens que modificam a batimetria e circulação hidrodinâmica, e alteram balanços sedimentares.

Por concentrar diversos agentes dinâmicos sobre uma mesma estrutura sedimentar, o istmo arenoso da Ilha do Mel é um ponto chave para o estudo da geomorfologia da região de desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, A. D. **Dinâmica sedimentar e evolução paleogeográfica do Saco do Limoeiro na Ilha do Mel, e sua relação com o canal de acesso ao Porto de Paranaguá.** Curitiba. Dissertação. Mestrado. 2001.
- ANGULO, R. J. **Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 334 p. 1992.
- ANGULO, R. J.; DE SOUZA, M. C.; MÜLLER, M. E. J.; NOERNBERG, M. A.; SOARES, C. R.; BORZONE, C. A.; MARONE, E.; QUADROS, C. J. L. **Erosão e Acreção no Litoral Paranaense.** Em Prep.
- ANGULO, R.J.; ARAÚJO, A.D. Classificação Da Costa Paranaense Com Base Na Sua Dinâmica, Como Subsídio À Ocupação Da Orla Litorânea. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 44, p. 7-17. 1996.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian Sea-Level Curves: A Critical Review with Emphasis on the Curve from Paranaguá and Cananéia Regions. **Marine Geology**, v. 140, p. 141–166. 1997.
- AQUAPLAN, 2011.
- BIGARELLA, J.J. Contribuição ao Estudo da Planície Litorânea do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. v.1. pp 75-111. 1946.
- BIRD, E. C. F. **Coastal Geomorphology: An Introduction.** John Wiley and Sons. Second Edition. 2008.
- CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO JUNIOR, E. Morfodinâmica Praial: uma Breve Revisão. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 51, n. unico, p. 63–78, 2003.
- CALLIARI, L. J.; KLEIN, A. H. da F. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chui, RS. **Pesquisas em Geociências**. 1993.
- CARTER, R. W. G. **Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines.** Academic Press. 1988.
- CASTRO, S. M.; ALMEIDA, J. R. Dragagem e Conflitos Ambientais em Portos Clássicos e Modernos: Uma Revisão. **Soc. & Nat.** Uberlândia. v.24 p.519-534. 2012.
- CATTANI, P. E.; LAMOUR, M. R.; Considerations Regarding Sedimentation Rates along the E-W Axis of the Paranaguá Estuarine Complex, Brazil: A Bathymetric Approach. **Journal of Coastal Research**, p. 619-628. 2016.
- GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S.; DELAI, M.S. A Erosão na Costa Leste da Ilha do Mel, Baía de Paranaguá, Estado do Paraná: Modelo Baseado na Distribuição Espacial de Formas Deposicionais e Propriedades Sedimentológicas. **Revista Brasileira de Geociências**. v 34, p 231-242. 2005.
- GOES FILHO, A. H. **Dragagem e Gestão dos Sedimentos.** Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. p.162. 2004.
- HESP, P. A. A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. Em: C.H. Gimingham, W. Ritchie, B.B. Willetts and A.J. Willis, **Coastal Sand Dunes Proceedings of the Royal Society of Edinburgh**, Roy. Soc. Edinb., Edinburgh v. 96B, p. 181 202. 1989

- HESP, P. A. Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**. v.48, p. 245-268. 2002.
- HOEFEL, F. G. **Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: uma Revisão Bibliográfica**. Itajaí: Editora da Univali. 1998.
- IAP. **Plano de Manejo da Estação Ecológica da Ilha do Mel**. 2012.
- JENNINGS, J.N. The Question Of Coastal Dunes In Humid Tropical Climates. *Zeitschrift für Geomorphologie*. v.8, p.150–165. 1964.
- KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation**. Prentice Hall. 1976.
- LAMOUR, M. R. **Dinâmica sedimentar do Canal da Galheta, via de acesso ao Porto de Paranaguá – PR**. 115 f. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2000.
- LANA, P.C.; MARONE, E; LOPES, R.M.; MACHADO, E.C. The Subtropical Estuarine Complex of Paranaguá Bay. *In*: Seeliger, U. and Kjerfve, B., **Coastal Marine Ecosystems of Latin America**. Berlin: Springer, p. 132–145. 2001.
- LUIJENDIJK, A. P.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; FEDOR, B. DONCHYTS, G.; AAMINKHOF, S. The State of the World's Beaches. **Nature, Scientific Reports**. 2018.
- MARONE, E.; JAMIYANAA, D. Tidal Characteristics And A Numerical Model For The M2 Tide At The Estuarine Complex Of The Bay Of Paranaguá, Paraná, Brazil. **Nerítica**, Curitiba. v. 11, p. 95-107. 1997.
- NEMES, D. D.; MARONE, E. Caracterização Das Ondas De Superfície Na Plataforma Interna Do Litoral Do Estado Do Paraná, Brasil. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba. v. 68-69, p.12-25. 2013.
- NOERNBERG, M. A.; Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino De Paranaguá-Pr, Brasil: Um Estudo a Partir De Dados "in Situ" E Landsat-Tm. **Boletim Paranaense de Geociências**. V 52. 2002.
- NOVAK, L. P.; LAMOUR, M. R.; CATTANI, P. E. Vulnerabilidade aos Processos Erosivos no Litoral do Paraná Estabelecido pela Análise Multicritérios. **Ra'e Ga**. Curitiba, v.38, p. 195 – 220. 2016.
- OLIVEIRA, E.; DOURADO, M. Caracterização Sazonal do Vento na Baía de Paranaguá-PR. **III Congresso Brasileiro de Oceanografia**. Rio Grande. 2010.
- PARANHOS, A. C. F. **O Processo Erosivo e as Variações Morfodinâmicas Praiais na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá - PR)**. Dissertação (Mestrado), UFPR, Curitiba, 239p. 1996.
- PEREIRA DA SILVA, R.; CALLIARI, L.J. & TOZZI, H.A.M. The Influence of Washouts on the Erosive Susceptibility of Rio Grande do Sul between Cassino and Chuí Beaches, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**. 2003.
- QUADROS, C. J. L. **Variações Morfológicas E Volumétricas Associadas À Incidência De Sistemas Frontais Em Duas Praias Arenosas Do Litoral Paranaense**. Dissertação (Mestrado em Geologia) UFPR, Curitiba, 57p. 2002.
- ROSA, L. C.; BORZONE, C. A. Uma Abordagem Morfodinâmica Na Caracterização Física Das Praias Estuarinas Da Baía De Paranaguá, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. 2008.
- ROSATI, J. D. Concepts in Sediment Budgets. **Journal of Coastal Research**. v.21, p.307-322. 2005.

ROY, P. S.; WILLIAMS, R. J.; JONES, A. R.; YASSINI, R.; GIBBS, P. J., COATES, B.; WEST, R. J.; SCANES, P. R.; HUDSON, J. P. & NICHOL, S. Structure And Function Of South-East Australian Estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v.53, p. 351-384. 2001.

SCHWARTZ, M. L. **Spits and Bars**. Dowden, Hutchinson & Ross. p.423. 1973.

SHEPARD, F. P., Longshore Bars And Longshore Troughs. **U.S. Beach Erosion Board Tech. Mem.** v.15, p. 31. 1950.

SHORT, A. D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. John Wiley and Sons. 1999.

SHORT, A. D.; WRIGHT, L. D. Physical Variability of Sandy Beaches. **Sandy Beaches as Ecosystems**. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 133–144. 1983.

SOARES, C. R.; LAMOUR, M. R. Histórico Das Atividades De Dragagem E Taxas De Assoreamento Nos Canais De Navegação Aos Portos Costeiros Paranaenses. **Dragagens Portuárias no Brasil: Licenciamento e Monitoramento Ambiental**, p 232 – 243. 2007.

SUGUIO, K. **Dicionário De Geologia Sedimentar E Áreas Afins**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 1998.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis. **Marine Geology**, v. 56, n.1–4, p.93–118, 1984.

VEIGA, F. A., ANGULO R. J., MARONE E., BRANDINI F. P. Características Sedimentológicas Da Plataforma Continental Interna Rasa Na Porção Central Do Litoral Paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v.55, p.67-75. 2004.